

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

中国及其邻区区域大地构造学（第二版）

车自成　罗金海　刘　良　编著


科学出版社

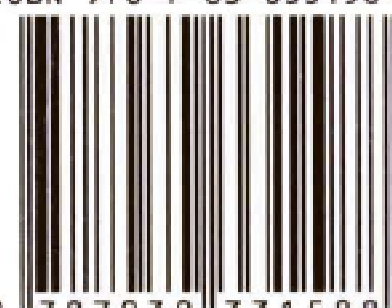
[P-2201.0101]

中国及其邻区区域大地构造学（第二版）

- 文字浅显易懂，叙述由浅入深，说理透彻，内容取舍合理
- 内容全面系统，理论上几乎涉及到地质学的各个方面，区域上涵盖了中国及其周边的十余个国家
- 分析方法力求客观，实事求是，既遵重已有的原则，也提出了一些新的方法和理论，有利于读者深入思考和探讨

www.sciencep.com

ISBN 978-7-03-033158-8



定价：75.00 元

高等教育出版中心 化学与资源环境分社
联系电话：010-64011132
E-mail：dx@mail.sciencep.com

销售分类建议：地质

普通高等教育"十一五"国家级规划教材

中国及其邻区区域大地构造学

（第二版）

车自成　罗金海　刘　良　编著

科学出版社

北　京

内 容 简 介

本书着重论述中国及其邻区区域大地构造基本特征，分总论、各论两部分，总论部分简要介绍大地构造学的基本理论和研究现状；各论部分以中国为重点概略地介绍中国区域构造特征，对重点地区和有争议地区，特别是主要造山带及各大含油气盆地均作了较为系统的介绍，对一些延伸到国外的造山带和盆地也有简要的介绍和图示，这部分涉及中国周边十多个国家的近期研究概况。

自2002年本书第一版问世以来，需求者甚众，这次再版，增加了大量自2000年以来的新资料，在文字方面也作了较大改动，使其表达更加明白，语言更加流畅。

本书可作为高等院校地质、石油、冶金、地震、水文和工程等专业高年级本科生、硕士生、博士生的教材或参考书，同时也可供相关专业人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

中国及其邻区区域大地构造学/车自成，罗金海，刘良编著. —2版. —北京：科学出版社，2011

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

ISBN 978-7-03-033158-8

Ⅰ.①中… Ⅱ.①车…②罗…③刘… Ⅲ.①区域地质-大地构造学-中国-高等学校-教材 Ⅳ.①P548.2

中国版本图书馆CIP数据核字（2011）第275672号

责任编辑：杨 红 马云川/责任校对：钟 洋

责任印制：张克忠/封面设计：迷底书装

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码：100717

http://www.sciencep.com

骏杰印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2002年10月第 一 版 开本：787×1092 1/16

2011年6月第 二 版 印张：30 插页：3

2011年6月第二次印刷 字数：760 000

定价：75.00元

（如有印装质量问题，我社负责调换）

第二版前言

本书再版的宗旨是：基本遵循原书框架，补充、更新内容，以流畅、通顺与提纲挈领为准则修订表述方式。为此，大量增补了近十余年来大地构造理论和区域地质方面的研究成果，全面更新和修改了近300份附图，以概述的方式增加了对部分内容的总结和评述，力求内容完整、新颖，文字简捷，表述清晰。尽管如此，因本书内容庞杂，仍有不尽如人意之处，希望能在各方面读者的批评指正中逐渐成熟和完善。

板块构造仍是本书的基本指导思想，但并未按已有模式为准则，而是以现有地质资料为主要依据，引入或提出了一些有别于以往的分析方法和模式，目的仅仅是为了能够说明已知的地质现象。例如：古裂陷，专指克拉通地壳内部的一些构造薄弱地带，是这些地区早期沉陷和晚期造山的根本原因；陆内俯冲带和破裂俯冲带，前者表示与小洋盆或裂谷有关的蛇绿混杂岩带，后者表示与外来地体有关的蛇绿混杂岩带，显然二者均不能作为板块边界看待。

基本内容的叙述仍分总论、各论两部分。总论部分仍以客观介绍大地构造学现有理论研究成果为主，补充的一些新资料或新观点仅仅是为了总结这些成果，并未破坏理论的系统完整性。各论部分简单介绍以中国为主的最新区域研究成果和基本区域构造特征，补充更新内容较多，虽不少内容并不成熟，但它们使区域地质更加完整和充实。首先考虑到不同读者的需要，本书内容的编排仍如一版，适合于大地构造学、区域地质学、盆地构造学和造山带地质学单独教学的使用。其次，为便于各类专业人员一般了解或深入研究参考，书后附有300余篇参考文献，便于读者进一步查阅。

本书是西北大学地质学系面向21世纪教材建设的一部分，是在学校大力支持下完成的。书中涉及数百位专家、学者的大量研究成果，这是本书能够完成的最基本保证，在此一并表示衷心的感谢！

作　者

2011年3月于西安

第一版前言

本书是以中国为主要研究对象的区域大地构造学著作，全书分总论、各论两部分，共十一章。总论部分初步总结了近20年来大地构造理论的进展和大地构造基本问题。各论部分简单介绍了以中国为主的最新区域研究成果，扼要总结了最基本构造单元的区域构造特征。文中涉及周边国家的一些材料，一是为了使一些国际性的造山带或地质单元具有完整性，同时也是为了把中国放到一个更大的范围内去认识。

本书的编写，首先是从教学出发，为适应不同程度学生的学习，力求理论系统完整，叙述深入浅出，并配有257幅插图，以便于阅读和理解。考虑到不同的需要，本书编排的内容既可以作为单独的大地构造学教材，又可以作为区域地质学教材；既可以作为盆地大地构造学的教材，又可以作为造山带地质学的教材。其次是为便于各类专业人员一般了解或深入研究的参考，内容力求新颖，既有实际材料的全面客观介绍，也有深入的理论分析与一些独立见解，基本反映了20世纪90年代研究水平。为此，书中有不少材料都是第一次公开发表，是作者与合作者及西北大学地质系部分师生近20年研究工作的总结。

尽管初衷很好，但由于受作者学术水平和精力的限制，不足及错误之处在所难免，很多部分未能尽如人意，希望能在各方面读者的批评和指正中逐渐成熟和完善。

本书是西北大学地质系面向21世纪教材建设的一部分，是在校、系领导和有关教师的大力支持下完成的。书中涉及百余位专家学者的大量研究成果，这是本书能够完成的最基本保证。其中不少材料解决了以往研究中的许多疑点，有些材料则使一些零碎的认识得以系统化；不少见解启发了作者的深入思考，有些见解甚至起到了发聋振聩的作用。感激之情无法一一表达，只能在此表示感谢！

作　者

2001年5月于西安

目　　录

第二版前言

第一版前言

绪论…… 1

0.1　基本概念 …… 1

0.2　发展简史 …… 1

0.3　中国近现代大地构造学 …… 2

0.4　当前的主要任务 …… 4

0.5　研究内容和途径 …… 5

第一篇　总　　论

第1章　地壳的形成与演化…… 9

1.1　地壳的形成 …… 9

1.2　太古宙地壳的性质与演化…… 11

1.2.1　岩石组合及其形成环境 …… 11

1.2.2　早期地壳的生长 …… 15

1.2.3　地壳的克拉通化 …… 17

1.2.4　陆壳的生长方式 …… 18

1.3　华北古陆的形成与演化…… 19

1.3.1　古陆核的形成 …… 19

1.3.2　古陆核生长与克拉通化 …… 22

1.3.3　克拉通的后期演化 …… 25

1.4　古裂陷与克拉通化…… 29

1.5　西域古陆的形成与演化…… 32

1.5.1　概述 …… 32

1.5.2　早前寒武纪构造特征 …… 34

1.5.3　晚前寒武纪岩相古地理 …… 41

1.6　威尔逊旋回与联合古陆…… 43

第2章　岩石圈结构与动力学 …… 47

2.1　岩石圈速度与磁电结构…… 47

2.1.1　地震波 …… 47

2.1.2　壳幔速度分层 …… 48

2.1.3　中国壳幔结构 …… 50

2.1.4　壳幔磁电结构 …… 53

2.1.5　古地磁与大陆漂移 …… 56

2.2　岩石圈温压结构…… 58

2.2.1 壳幔热结构与热异常 …… 58
2.2.2 岩石圈力学结构 …… 60
2.3 化学地球动力学 …… 66
2.3.1 壳-幔的岩石、矿物与化学成分 …… 66
2.3.2 壳-幔成分研究 …… 68
2.3.3 壳-幔物质交换（玄武岩、花岗岩、蛇绿岩与深俯冲研究） …… 71
2.4 岩石圈动力学 …… 75
2.4.1 地球动力学概述 …… 75
2.4.2 重力异常与壳幔均衡作用 …… 76
2.4.3 板块构造与地幔对流 …… 79
2.4.4 对板块构造的质疑 …… 85
第3章 造山作用与造山带 …… 88
3.1 基本概念 …… 88
3.1.1 造山作用概念的提出和演变 …… 88
3.1.2 全球造山带的分布 …… 90
3.2 造山带的基本结构 …… 94
3.2.1 弧前体系 …… 95
3.2.2 弧后体系 …… 95
3.2.3 被动陆缘体系 …… 97
3.2.4 地体增生带 …… 99
3.2.5 造山带的主要类型 …… 100
3.3 陆缘型造山带的类型和结构 …… 101
3.3.1 日本岛弧型 …… 102
3.3.2 新西兰北岛型 …… 102
3.3.3 科迪勒拉型 …… 104
3.3.4 安第斯型 …… 106
3.3.5 莫克兰型 …… 107
3.4 陆间型造山带的类型和结构 …… 109
3.4.1 概述 …… 109
3.4.2 特提斯型（阿尔卑斯-喜马拉雅型） …… 111
3.4.3 秦-祁型 …… 116
3.4.4 天山型 …… 118
3.4.5 阿尔泰型（突厥型） …… 119
3.5 克拉通内造山作用 …… 121
3.5.1 概述 …… 121
3.5.2 华北板内造山作用 …… 122
3.6 晚和后造山作用 …… 129
3.6.1 变形机制 …… 129
3.6.2 前缘逆冲推覆 …… 129
3.6.3 伸展变形与根带深变质杂岩的上隆 …… 131

第 4 章　沉积盆地 …… 132
4.1　概述 …… 132
4.2　伸展型盆地 …… 133
4.2.1　变形方式与基本特征 …… 133
4.2.2　裂谷盆地 …… 136
4.2.3　被动陆缘盆地（陆缘伸展盆地） …… 137
4.2.4　陆内伸展型盆地 …… 141
4.2.5　克拉通盆地 …… 142
4.3　挠曲型盆地 …… 146
4.3.1　前陆盆地 …… 146
4.3.2　西南天山前缘早、中二叠世前陆盆地 …… 152
4.3.3　山前拗陷盆地 …… 153
4.4　走滑型盆地 …… 155
4.4.1　走滑拉分盆地 …… 155
4.4.2　滑脱型盆地 …… 158
4.5　盆地基本构造样式 …… 159
4.5.1　张性构造样式 …… 159
4.5.2　挤压构造样式 …… 160
4.5.3　反转构造样式 …… 163
4.5.4　扭动构造样式 …… 164
4.6　全球海平面升降幕的同步性 …… 167
第 5 章　中国及其邻区板块构造区划 …… 170
5.1　板块类型 …… 170
5.2　板块边界类型 …… 171
5.2.1　板块边界的不同划分方案 …… 171
5.2.2　板块边界类型的划分 …… 172
5.3　板块构造单元区划 …… 172
5.3.1　西伯利亚板块 …… 172
5.3.2　巴尔喀什-准噶尔-南蒙古-松辽-佳木斯联合板块 …… 173
5.3.3　卡拉库姆-塔里木-中朝板块 …… 174
5.3.4　昆仑-阿尔金-北祁连-秦岭-大别造山带（秦祁阿昆或中轴造山带） …… 175
5.3.5　大扬子板块 …… 176
5.3.6　伊朗-藏滇-印支联合板块 …… 177
5.3.7　东亚岛弧-边缘海 …… 178

第二篇　各　论

第 6 章　亚洲北部（北亚）地区 …… 181
6.1　概述 …… 181
6.1.1　古亚洲洋 …… 181
6.1.2　北亚板块构造划分 …… 182

6.2 西伯利亚板块及其西缘（乌拉尔）和东缘（维尔霍扬斯克）造山带 …… 182
6.2.1 西伯利亚板块 …… 183
6.2.2 乌拉尔-西西伯利亚地区 …… 184
6.2.3 维尔霍扬斯克（Verkhoyansk）地区 …… 185
6.3 西伯利亚板块南缘（蒙古）地区 …… 187
6.3.1 区域构造特征 …… 187
6.3.2 蒙古国及其周边地区构造演化 …… 192
6.4 巴尔喀什-准噶尔地区 …… 193
6.4.1 斋桑泊-额尔齐斯-图尔根断裂带 …… 193
6.4.2 巴尔喀什微板块 …… 195
6.4.3 西准噶尔弧盆体系 …… 195
6.4.4 东准弧盆体系 …… 196
6.4.5 准噶尔台块与准噶尔盆地 …… 197
6.4.6 吐哈台块与吐哈盆地 …… 203
6.5 天山造山带 …… 206
6.5.1 概述 …… 206
6.5.2 北天山 …… 207
6.5.3 中天山东段（中国境内） …… 210
6.5.4 中天山西段（中亚境内） …… 214
6.5.5 中天山北缘板块缝合带 …… 217
6.5.6 中天山南缘板块缝合带 …… 218
6.5.7 南天山 …… 220
6.5.8 西南天山南缘早-中二叠世板内俯冲带 …… 221
6.6 中国东北及其邻区 …… 224
6.6.1 概述 …… 224
6.6.2 大兴安岭带与东蒙古地区 …… 226
6.6.3 布列亚-佳木斯微板块 …… 228
6.6.4 锡霍特-阿林（Sikhote-Alin）造山带 …… 231
6.6.5 结亚-松辽地体与盆地 …… 233
第 7 章 卡拉库姆-塔里木-中朝板块 …… 238
7.1 中朝板块 …… 238
7.1.1 概述 …… 238
7.1.2 构造演化 …… 239
7.1.3 区域构造概述 …… 245
7.1.4 北华北台块与渤海湾盆地 …… 248
7.1.5 南华北盆地 …… 251
7.1.6 鄂尔多斯地块与鄂尔多斯盆地 …… 253
7.1.7 郯庐裂谷和环鄂尔多斯中-新生代地堑系 …… 257
7.2 吉冀蒙板块缝合带与北山构造楔 …… 261
7.2.1 吉冀蒙板块缝合带 …… 261

7.2.2 北山构造楔 …… 266
7.3 塔里木板块与塔里木盆地 …… 267
7.3.1 概述 …… 267
7.3.2 基底构造 …… 269
7.3.3 构造-沉积特征 …… 272
7.4 卡拉库姆板块与盆地 …… 278
7.4.1 概述 …… 278
7.4.2 构造-沉积演化 …… 280
7.4.3 区域构造特征 …… 281
第8章 秦岭（秦）-祁连（祁）-阿尔金（阿）-昆仑（昆）造山带 …… 284
8.1 概述 …… 284
8.2 东秦岭地区 …… 285
8.2.1 构造轮廓 …… 285
8.2.2 洛栾被动陆缘 …… 287
8.2.3 北秦岭复式碰撞造山带 …… 288
8.2.4 中南秦岭被动陆缘造山带 …… 292
8.2.5 北大巴山冲断推覆构造带 …… 293
8.2.6 武当隆起 …… 295
8.2.7 南襄盆地 …… 296
8.3 大别-苏鲁-韩国构造带 …… 297
8.3.1 桐柏-大别段 …… 297
8.3.2 苏-鲁段 …… 299
8.3.3 朝鲜半岛南段 …… 300
8.4 西秦岭地区 …… 304
8.4.1 板块边界 …… 304
8.4.2 西秦岭地体 …… 306
8.5 祁连-阿尔金-东昆仑地区 …… 310
8.5.1 概述 …… 310
8.5.2 走廊被动陆缘拗陷带 …… 312
8.5.3 北祁连板块缝合带 …… 312
8.5.4 中-南祁连地体 …… 313
8.5.5 敦煌地块与阿尔金-柴北缘地区 …… 317
8.5.6 柴达木地块与柴达木盆地 …… 322
8.5.7 东昆仑 …… 324
8.6 西昆仑-喀喇昆仑地区 …… 328
8.6.1 岩相古地理 …… 329
8.6.2 区域构造特征 …… 331
8.6.3 构造演化 …… 333
第9章 大扬子板块与华南造山带 …… 337
9.1 概述 …… 337

9.1.1 基本特征 …… 337
9.1.2 壳幔结构 …… 338
9.2 中上扬子台块与四川、江汉盆地 …… 338
9.2.1 上扬子台块 …… 338
9.2.2 四川盆地 …… 344
9.2.3 中扬子台块与江汉盆地 …… 347
9.3 下扬子台块与苏北盆地 …… 349
9.3.1 基底构造 …… 349
9.3.2 区域构造与演化 …… 351
9.4 江南隆起 …… 353
9.4.1 构造属性 …… 353
9.4.2 变形特征 …… 354
9.4.3 构造与沉积演化 …… 356
9.5 松潘-甘孜被动陆缘造山带 …… 358
9.5.1 构造属性 …… 358
9.5.2 三叠纪盆地 …… 360
9.5.3 构造-沉积演化 …… 363
9.6 右江-南盘江被动陆缘造山带 …… 364
9.6.1 海西期盆地的形成与演化 …… 364
9.6.2 印支期盆地的形成与演化 …… 366
9.7 华南被动陆缘造山带与华夏古陆 …… 367
9.7.1 概述 …… 367
9.7.2 华夏古陆 …… 368
9.7.3 华南加里东造山带 …… 371
9.7.4 构造单元划分 …… 375
第10章 伊朗-藏滇-印支地区 …… 381
10.1 特提斯构造域 …… 381
10.2 新特提斯洋的形成与演化 …… 382
10.2.1 洋盆形成的构造背景与基本特征 …… 382
10.2.2 高加索洋盆的形成与演化 …… 383
10.2.3 科佩特洋盆的形成与演化 …… 384
10.2.4 伊朗-阿富汗地体群 …… 386
10.2.5 帕米尔-北巴基斯坦 …… 387
10.3 滇-藏地区 …… 389
10.3.1 基本构造特征 …… 389
10.3.2 岩相古地理 …… 392
10.3.3 羌塘地体与羌塘盆地 …… 394
10.3.4 班公湖-怒江板内俯冲带 …… 398
10.3.5 冈底斯-拉萨-保山岛弧地体 …… 400
10.3.6 印度河-雅鲁藏布江板块缝合带 …… 401

10.3.7 喜马拉雅推覆构造带 …… 403
10.4 三江地区 …… 405
10.4.1 西金乌兰-金沙江板块缝合带 …… 406
10.4.2 澜沧江板内俯冲带 …… 410
10.4.3 昌都-兰坪-思茅地体 …… 411
10.5 印支地区 …… 414
10.5.1 概述 …… 414
10.5.2 印支地体（Indochina 或 Annamia） …… 416
10.5.3 掸泰地体（Shan-Thai 或 Sibumasu） …… 420
10.5.4 主要蛇绿岩带 …… 421
10.5.5 西缅甸岛弧地体 …… 424
第 11 章 东亚岛弧-边缘海 …… 425
11.1 概述 …… 425
11.1.1 构造轮廓 …… 425
11.1.2 古太平洋与东亚岛弧-边缘海 …… 425
11.1.3 特提斯洋的东延与东亚岛弧-边缘海 …… 427
11.1.4 中国近海含油气盆地 …… 430
11.2 堪察加-日本岛弧 …… 430
11.2.1 堪察加岛弧 …… 430
11.2.2 日本岛弧 …… 431
11.3 日本海 …… 435
11.4 台湾岛弧 …… 437
11.4.1 概述 …… 437
11.4.2 区域构造 …… 437
11.4.3 构造演化 …… 439
11.5 黄海-东海盆地 …… 439
11.5.1 概述 …… 439
11.5.2 东海盆地 …… 441
11.5.3 北黄海盆地 …… 443
11.5.4 南黄海盆地 …… 444
11.6 马里亚纳-菲律宾岛弧 …… 444
11.6.1 马里亚纳沟弧系 …… 445
11.6.2 西菲律宾海盆地 …… 446
11.6.3 吕宋岛弧 …… 447
11.7 南中国海盆地 …… 450
11.7.1 概述 …… 450
11.7.2 基底构造 …… 450
11.7.3 构造演化 …… 454
11.7.4 沉积盆地 …… 456
主要参考文献 …… 458

绪　论

0.1 基本概念

大地构造学（geotectonics）是研究地壳及岩石圈形成演化的一门地质学分支。由于采用的理论和研究方法的不同，大地构造学分为不同的体系，如槽台学、板块构造学和地质力学等，其主要区别在于各自以不同的地球动力作为自己的立论基础。其中板块构造学就是以地幔对流作为自己的动力来源，主要研究板块间的分裂、漂移、俯冲、碰撞等过程，这也是贯穿本书的基本思想。

由于研究对象的不同，大地构造学又细分为许多学科，如有按地壳构造分区开展研究的大洋地质、大陆边缘地质、岛弧地质、克拉通地质、造山带与盆地等分支学科；有按地理或行政区划为主要研究对象的东亚地质、非洲地质、北美地质及中国区域地质等。因为地质构造分区并不受行政区划限制，所以本书采用了“中国及其邻区”这样一种称谓，意思是以中国为主体，为使概念完整，也简单叙述了延伸到国外的部分。

研究地壳形成演化基本动力的大地构造学分支统称“地球动力学”（geodynamics），因它是各种学说的立论基础，故是当今地质学中最热门的话题之一。地球动力总的来讲可归结为五大系统：重力、膨胀收缩与脉动、地幔分异与对流、地球自转、星际作用等，它们又可细分为若干个不同的学派或假说，而且新的学说仍在不断涌现。

0.2 发展简史

直到18世纪后期，大地构造学才逐渐形成一个独立的学科，在此之前，大地构造学思想仅仅限于对一些自然现象的感悟。就其发展阶段而言，可分为四个时期。

1. 感知时期

人们对于海陆变迁的感悟早在公元前就有了，但直至中世纪及其以前的数千年期间，学者们对地质现象的认识都停留在感性阶段。例如，我国《诗经》上的“高岸为谷，深谷为陵”的记载；古埃及和古希腊学者（公元前500年前后）从贝壳化石得到的海陆变迁的认识；我国唐、宋时期颜真卿（公元709～784?）、沈括（1031～1095）、朱熹（1130～1200）等“沧海桑田”的思想等。

2. 萌芽时期

从17世纪中期开始，人们已经从对孤立地质现象的感悟迈进到对地球及山脉形成的探讨，但由于资料不足，又受理论水平的限制，因此大多数探讨具有猜测的性质，不过却为近代大地构造理论的产生奠定了基础。笛卡儿（R. Descarts，1596～1650）于1644年在其名著《哲学原理》一书中提出，组成地球的粒子按密度大小聚集，从而形成层状结构的地球。莱布尼茨（G. W. V. Leibniz，1646～1716）则提出地球是由发光的熔融体冷却收缩而成，并认为当海水

漏入地下孔穴时，引起水位下降，山脉就是这样形成的。德国学者帕拉斯（P. S. Pallas，1741～1811）通过对乌拉尔等地的考察，提出山脉是由于地下扰动引起轴部隆起而成，因而轴部地层陡倾，侧方地层缓倾，这就是早期的“隆起说”。

18 世纪末至 19 世纪初的“水”、“火”之争，以魏纳（A. G. Vgerner，1749～1817）为代表的水成论者主张山脉是由水中结晶物质长期积累而成，以郝顿（J. Hutton，1726～1797）为代表的火成学派则首次提出山脉是由地下岩浆上涌形成。

3. 历史大地构造学时期

19 世纪后半期，霍尔（J. Hall，1859）和丹纳（J. D. Darna，1873）通过对沉积岩层岩相、厚度的分析提出了地槽理论，徐士（E. Suess，1885）提出了“地台”的概念。槽台理论的建立才使大地构造学开始成为一个独立的研究领域，开创以地层分析的方法研究地球构造发展史的崭新途径。后来，槽台理论又得到舒克特（C. Schuchert，1923）、施蒂勒（H. Stille，1941）、黄汲清（1945，1962，1977）、凯伊（M. Kay，1955）、别洛乌索夫（Б. Б. Белоусов，1954，1978）和哈茵（B. E. Хаин，1954，1972）等人的发展。虽然这一时期魏格纳（A. L. Wegener，1912）的“大陆漂移说”也影响很大，地质力学在我国也有一定影响，但占统治地位的是槽台学说。关于地球动力问题，虽曾提出收缩、膨胀、变速自转、放射性迁移等假说，但大都侧重对构造特征和构造发展史的研究，地球动力问题尚未引起足够地重视。

4. 地球动力学时期

20 世纪 50 年代中期（1955 年前后），英国古地磁学家布莱克特（P. M. S. Blackett）及后来的兰康（S. K. Runcorn）根据古地磁资料再次提出大陆漂移的可能性，1960 年赫斯（H. H. Hess）提出海底扩张假说，1968 年勒皮雄（X. Lepichon）等根据海底扩张、地幔对流的设想提出板块构造假说，开始了大地构造研究的新纪元。

这一时期的主要特点是，已摆脱了单纯构造发育史的分析，各个大地构造理论都以某种地球动力作为自己的立论基础。例如，板块构造以地幔对流为主要依据；地质力学以地球变速自转为前提；槽台理论也努力从深层分异与板块运动中去探讨地槽、地台的形成和演化。它们都把某种地球动力制约下的构造运动、岩浆活动和变质作用等作为一个整体来考虑。研究方法上也普遍把地球物理、地球化学的研究与构造研究密切结合起来。

由于把地球动力学提到了一个重要位置，从而大大促进了大地构造理论的发展。

0.3 中国近现代大地构造学

中国近代地质学开始于国外一些地质学家的工作。李希霍芬（F. F. von Richthofen，1868～1882）建立了五台系和震旦系；维理士（B. Willis，1903～1904）建立了华北先震旦系剖面；李希霍芬（1882）、奥布鲁切夫（1894）、洛川（L. von Loczy，1893）、维理士（1907）等先后描述了北京西山、五台山、秦岭和祁连山的构造变形，葛利普（A. . W. Grabau，1922，1924）建立了北方奥陶系剖面，并于 1924 年描述了亚洲的地槽迁移。

20 世纪初，我国学者丁文江（1914）、章鸿钊和翁文灏（1913～1916）开中国人野外填图之先河，并提出了“燕山运动”的概念（翁文灏，1929）；丁文江（指导赵亚曾）与黄汲清（1929）穿越秦岭，研究了那里的加里东运动、海西运动和燕山运动；孙运铸（1923）、李四光

(1924) 在地层研究基础上也开始了构造运动研究；1939 年在伦敦出版的《中国地质学》一书中李四光系统地总结了中国的造山运动；黄汲清在《中国主要地质单位》(1945) 一书中更系统、全面地描述了中国大地构造特征，并提出了构造运动多旋回的概念。后者主张地壳的演化是地槽、地台的相互转化，原始的地槽在造山过程中固结硬化，转变为原始的地台；在下一个构造旋回中地台破碎形成地槽，再度重复上述演化过程。改变了施蒂勒、奥布英和别洛乌索夫等单旋回的认识，他们认为一个地槽带的拗陷、沉积到褶皱隆起是在一个构造旋回中完成的。在后来的发展中，多旋回观点认为正是板块的多次俯冲、多次碰撞才导致了地壳活动带的多旋回发展；同时指出多旋回发展并不是简单的重复，可分为早期旋回、主旋回和后期旋回，它们各自具有不同的特征，并沿一定方向作构造迁移。

20 世纪 50～60 年代初是我国大地构造学蓬勃发展时期，这一阶段早期全盘接受了槽台学说，这与苏联学者谢因曼（Ю. М. Шеймманн）、别洛乌索夫（Б. Б. Белоусов）、裴伟（А. В. Пейве.）、西尼村（В. М. Синицин）等纷纷关注中国地质或来华考察有关。在此基础上，黄汲清等于 1959 年出版了《1∶300 万中国大地构造图》，是这一阶段槽台研究及多旋回观点的初步总结。

与此同时，强调中国地质特殊性的大地构造学说大批涌现，李四光以构造体系为基本内容的“地质力学”、张文佑的“断块构造说”、张伯声的“波浪状镶嵌构造说”以及陈国达的“地台活化”至“地洼学说”等均是这一时期的典型代表。“地质力学”首倡地质现象（构造形迹）的力学分析，强调从张、压、剪性结构面的分析入手追索地壳运动的力源并进而进行力学配套；后者即构造体系概念，指在同一应力场中形成的、又有一定形态特征的各种构造迹的共生组合；主张由地球转速变化引起的两极向赤道压缩是地壳变形的主要力源，相应形成纬向、经向、旋扭等构造体系。“断块构造说”则认为由地球转速变化所派生的水平应力首先形成全球剪切应力网络；进一步变形，就会在此基础上形成全球“X”型断裂体系，将地壳分割成形状各异，排列规则的地块；“X”型剪切断裂体系是全球应力集中带，进一步发育成各级活动带，它决定着相邻地块的性质和活动性；剪切应力网络可因地壳进一步隆起和拗陷而作局部改变，也可随着地壳沿经度和纬度方向的蠕散作用（层间滑动作用）而加强或减弱。“波浪状镶嵌构造说”主张地球形变的主要方式是地球在作四面体状（表面能最小）收缩，从而会形成四个收缩中心——太平洋中南部、北冰洋、印度洋和南大西洋，和相对应的四个隆起中心——非洲台块、南极台块、加拿大台块和西伯利亚台块，两两对应（收缩中心-隆起中心对）就组成了环绕它们的全球四大波浪系统；其中太平洋-非洲系统和北冰洋-南极系统最为明显，这是因为它们受到地球变速自转所派生的经向分力与纬向分力的叠加，从而形成全球最宏伟的环太平洋构造带和地中海构造带；两大构造带及其近平行分支的相互交织就构成了条块分割的网状镶嵌构造；地壳周期性收缩、膨胀的交替是此起彼伏的地壳波浪形成的主要原因；隆起、沉降的地壳运动则是波峰、波谷复杂叠加的结果。“地洼说”认为地壳构造的发展过程是活动区与稳定区的相互更迭，但又不是简单的重复，而是由低级到高级的发展过程。因此，当稳定的地台再次转化为活动的地槽时，已不再是地台之前出现的地槽，而是一种新型的更复杂的形式——地洼。地洼构造总的特点是：小面积分布，成群出现；以陆相为主，海相少见；岩层厚度大，不整合面多，岩相厚度变化大；岩浆活动以侵入为主，喷发次之，多为酸性→中性→基性（碱性也随之增加），并常与断裂伴生；变形主要为宽展型褶皱（箱状、梳状）和块断构造。

虽然 20 世纪 60 年代初，以谢家荣为代表的一些学者已将沟弧盆理论应用于我国东南地区的构造分析中，遗憾的是当时并未引起多大反响。1973 年尹赞勋《板块构造述评》一文的出

现，在我国地质界具有划时代的意义。对长期封闭的大多数中国地质工作者来说，一方面是从这篇文章中了解到国际地质界自20世纪50年代以来在大洋地质、古地磁研究等方面的丰硕成果；另一方面是了解到一个崭新的现实主义的大地构造学说，后者不仅着眼于全球构造分析，而且把地质学科的各个方面有机地结合在一起，使大家耳目一新。同时，在思想方法上也被一种新的哲学思想所取代，克服了当时盛行一时的构造体系概念中形而上学思想的束缚，开始比较客观、全面地去研究各种地质问题，李春昱等（1982）《亚洲板块构造图》的出版是这一阶段我国大地构造研究的全面回顾和总结。

自20世纪80年代以来，乘着万象更新的改革开放春风，我国大地构造学研究也进入了一个新时代。首先是地质资料的极大丰富，完成了全国范围1：20万和部分地区1：5万的地质填图，新一代1：25万填图已近尾声；1：100万至1：500万不同比划尺的全国地质图和大地构造图已先后出版；编辑出版了各省区域地质志、中国主要含油气盆地地质志和各主要成矿带1：50万数字化地质图件；完成了全国范围航空磁测、重力测量、多元素地球化学填图；完成人工地震测深剖面50000km、反射地震剖面4000km、大地热流测点681个、电磁测深点1750个、GGT剖面13条（以上数据截至2002年）。这些基础地质资料都为大地构造研究奠定了雄厚的基础，同时随着找油、找矿和基础地质研究工作的全面开展，大地构造学的许多领域也取得了长足进展。例如，造山旋回和构造阶段的划分已取得基本共识；三大板块（中朝、扬子、塔里木）和三大巨型造山带（古亚洲、特提斯和环太平洋）的确立已得到世界公认；基本确定了全国主要断裂和缝合带系统；初步查明了中国深部构造基本特征，如莫霍面起伏、岩石圈厚度及其热状态与物化特征；在元素地球化学、同位素地质、应力应变、显微构造、岩石流变学、高压-超高压变质等方面都有很大进展。

但是，可以套用一句老话：大地构造学研究还是任重而道远，主要问题还是集中在造山带的形成和演化上。板块构造提出以后，许多鉴别板块俯冲-碰撞的岩石学、地球化学、沉积学、地球物理学和构造学等标志都纷纷建立，人们欢欣鼓舞，似乎拿着这些标志去衡量，所有地质问题均可迎刃而解。可时至今日不少人才发现，问题远比我们的预测要复杂得多。正如20世纪五六十年代，我们一些前辈曾试图用矛盾对立统一规律去解决地质问题一样，都是把复杂的地球看得过于简单。纵观大地构造学的发展历程，我们当前的研究还是先要从现象入手，逐步去认识它的本质。以地槽、地台概念为例，最早是从地层厚度和沉积特征上建立的，尽管其成因现在还没有完全了解，但谁也无法否认它的存在。类似现象的逐步积累，必然越来越接近问题的本质。

0.4 当前的主要任务

大地构造学当前的主要任务是：全球及大陆动力学研究，为矿产资源、地质灾害和环境评价建立动力学模型。

人类要生存和发展就离不开地球资源，各种资源都赋存在一定地球动力学背景下。例如，可燃性有机矿产，无论是海相还是陆相的，都赋存在稳定下沉的盆地中，这就必定要从盆地基底性质以及它与造山旋回的耦合关系中去寻找规律。我国已发现的含油气盆地，绝大多数都以克拉通地块为基底，显然这是保证其稳定下沉的先决条件；我国盆地的生油生气高峰几乎毫无例外的都从晚三叠世开始，原因可能就是中国大陆上区域性的普遍而强烈的造山作用大都结束于中三叠世末（晚印支运动），此后，多以块断活动为主，且集中于有限的范围内，显然紧接

着造山作用之后的构造环境有利于油气的转化与保存。

金属矿源于地壳或地幔深处，它们由内向外的运移必然与强烈造山作用相伴随，产出位置必定在那些与深部相沟通的地区，或为构造活动强烈的造山带或为克拉通内的深大断裂带。金属物质是从深源岩浆或流体中分异出来的，也需要适当的储集条件和封盖条件，这又要求较为稳定的构造环境，所以紧接着强烈造山作用之后的晚造山作用期也是金属矿产形成的有利时期。

上述这些都要求以全球及大陆动力学作为自己的指导思想。同时，人类社会无论什么都在增多，但唯独地球只有一个，这就要求我们在开发的同时必须精心地加以保护。以能源为例，人类目前还离不开地下能源；但从地球演化角度看，有些能源的开发利用可能要尽早停步。例如，CO_2 在大气中含量曾经一度超过 10%，经数十亿年的演化，绝大部分已被以矿物（煤、油气、碳酸盐岩等）的形式埋入地下，从而形成今天不超过 0.1%含量的适宜人类生存的环境，若无止境地开采这些能源，使 CO_2 气体再次回归大气圈，受到污染的大气要想恢复，根本是不可能的，所以人类必须尽早地停止对这类资源的过度开发。

火山、地震、陷落、崩塌等这类对人类威胁极大的自然灾害，是无法避免的地壳运动的表现，只能在掌握其规律的情况下有效地预防预报，这也是大陆动力学义不容辞的艰巨任务之一。

0.5 研究内容和途径

大地构造学是一门综合性极强的学科，可以说是地质学的概括和总结，主要研究内容和方法可粗略地归纳为四个方面。

1. 变形研究

大陆动力学研究是我们当前面临的主要任务，但其切入点是：首先要研究地壳运动留下的形迹，通过成因研究探讨其形成的力学过程。对褶皱、断裂、面理、线理、变质结构与变质矿物等构造形迹的研究，是实现这一目的的主要途径。造山带和盆地则是地壳运动留下的更大尺度的构造形迹，它们是地壳运动的综合表现，对它们的成因研究自然也是地球动力学研究的主要任务之一。

地球物理方法也是研究地球动力的重要手段，古地磁方法是研究古板块运动的重要途径，地震、重力、磁法、电法和地热等手段，不仅是现代地壳运动定量的最有效方法，而且也能为古地壳运动提供许多重要数据。

建立经典研究地区和野外实验基地，长期做深入细致的研究，无疑会有效地解决构造变形等许多地质问题。

2. 地质体成因研究

地壳由各类地质体组成，有地层地体、变质地体、岩浆岩地体、火山岩地体及形式多样的含矿地体等，这些地质体的形成演化及构造就位过程，几乎包含了地质学的全部内容。近几十年来特殊沉积作用、变质作用，特殊岩浆岩体、火山岩体的研究成果，是近代大地构造学的基本依据。最明显的如对蛇绿岩的研究是板块构造学的支柱之一；浊流沉积的发现否定了长期流行的地壳振荡运动之说；人们对下地壳、地幔的认识也是随着对一些地质体的深入研究逐步提

高的。随着地质体成因研究的深入，一些错误的认识将得到纠正，新的理论将从中诞生。显然岩石学、地球化学与生物地层学等手段是实现这一目标的主要途径。

3. 壳幔结构和动力学研究

目前能作为我们立论基础的地球动力主要是重力均衡与壳幔分异对流，这就要求我们对壳幔组成和结构做深入研究，方能了解其动力学机制和运动学规律。这方面要求地球物理与地质学、地球化学密切配合，后者是了解地球组成及温压状态的主要手段，前者是查明其空间分布及性状的唯一途径，近些年已取得许多可喜的成绩。例如，深俯冲证明表壳岩石能进入地幔深处；地震层析成像技术成果表明，俯冲带和古老克拉通之下的深地幔中存在高密度地质体，两者都为壳幔对流提供了真实可信的证据，在对地球动力学的认识上也迈进了一大步。

4. 地球演化史研究

我们居住的地球是如何演化到今天的、将朝什么方向演化等问题不能不引起人们的关注。早期的地球演化史建立在地层古生物的基础之上，现代的同位素年代学已成为重要支柱之一，未来地球演化史研究仍主要依赖于这方面的研究成果。天体科学可能会越来越多地为我们提供一些可以对比的材料，自 20 世纪 70 年代以来，由于人类实现了登月计划，通过与月壳的对比，人们才对地壳的年龄与形成过程有了比较清楚的认识；近些年，随着对火星表面的研究，人们对原始大气圈等也才有了更深入的了解。可以预料，随着宇宙灾变事件研究的进展，将带来地球演化史研究的重大变革。

第一篇　总　论

第1章 地壳的形成与演化

1.1 地壳的形成

地壳的早期演化几乎都是围绕着板块形成于何时这一问题展开。板块构造主张新的地壳大多是在离散或会聚板块边缘产生的，这就形成了以克拉通地壳为核心，被新生边缘环绕的板块。这些克拉通（craton）地壳在构造上相对稳定，一般称之为地台（platform）、地块（massive）、台块（глыб，类似于 шит 地盾）或陆块（block），它们都稳定于前寒武纪。至于最老的陆块出现于何时现在还不十分清楚，众所周知的最老地壳残体是位于格陵兰 Isua 的地壳，年龄为 3.7～3.8Ga，在明尼苏达河谷和密执安北部分布着稍年轻的岩石（3.5～3.6Ga）。在我国的迁西地区也发现与 Isua 岩石同样古老的地壳残体（刘敦一，1992，1994；陆松年等，1996），在迁西群下部曹庄组铬云母石英岩中含 3.8Ga 的锆石。尽管在澳大利亚伊尔冈地块的石英岩中曾发现 4.1～4.2Ga 的碎屑锆石（Froud et al.，1983），东北秦岭西段的奥陶系火山岩中发现了近 4.1Ga 的捕获锆石（王洪亮等，2007），也许能找到这一年龄的地壳残体，但一般认为在 3.8Ga 以前地球尚未形成使硅铝壳足够稳定的构造环境。

这种认识起源于理论上的推断及与月球的对比。一般认为地球与月球都形成于 4.6Ga 或 4.5Ga 前后，它们是通过微星（planetesimal）冷却凝聚形成，随后由于重力势能和放射性热能释放使其经历了全部或部分熔融，大约在 4.2Ga（或 4.0Ga）前后才出现原始地壳。后者与现在所观察到的月壳辉长岩＋苏长岩＋斜长岩（4.0～4.4Ga）高地类似，高地间则是 3.3～3.7Ga 的月海玄武岩。可能的过程是：由于小行星和陨石的撞击，月球在最初形成的几亿年中外部曾完全熔融达几百千米深，4.2Ga 前后当外壳冷却以后，撞击作用的继续进行使其表面布满了被高地隔开的陨石坑，3.5～3.7Ga，由于放射性衰变，200km 深处大规模熔融形成玄武岩浆，并向上喷溢充填了陨石坑，因此形成今天所看到的月海玄武岩。由于 3.9Ga 以后月球上的陨石撞击率迅速下降，故上述作用形成的月壳能保存至今。推测地球早期应经历过类似过程，只是因为后来的地质作用将早期的现象基本上都抹掉了。

上述模式称为地球形成的均匀生长模式。也有人（Anderson，1984）主张伴随微星凝聚，因挥发和难熔元素不同程度地分离，星云的不同部分按不同比例混合，故一开始就不是均匀的，伴随着金属质的核与地壳的早期分离。

不管地球以何种方式凝聚，原始地壳应如月壳那样是硅镁质壳，这与当时由陨石撞击率高、地温梯度高所引起的熔融程度高有关。原始硅镁壳没有保存下来的原因是在当时的地球环境下它不稳定，已全部沉没于地幔之中，直到 3.8Ga 左右才有原始硅铝壳保存下来。

至于原始硅铝壳何时演化成刚性较大的能独立漂移的岩石圈板块也尚无定论，但可以肯定地讲，地球的不同部分因演化过程的差异应有早有晚。太古宙地壳总的来说以低级变质的花岗-绿岩带和高级片麻岩区为特征，有人（Kroner，1981；Hargraves，1981）认为地球早期历史的高热流妨碍了现代大洋式板块构造的形成。但另一些人（Burke et al.，1976）则认为，板块构造自古太古代以来就存在于地球表层。

北美地质学家以北美为依据，大多认为至少从古元古代开始，大陆壳就主要通过板块增生

而演化。通过区域锆石年龄填图，Hoffman 等（1984，1988）认为 1.8～1.9Ga 是北美克拉通拼接时期，强烈变形的火山岩、与之相关的不成熟的沉积岩和侵入岩组成的线性造山带环绕太古宙克拉通发育（图 1-1，表 1-1），这代表古元古代期间洋壳消减的产物。典型的造山带有北密执安、威斯康星、明尼苏达、潘诺克（安大略南部）、沃普迈（Wopman，加拿大西北）及横断哈德孙（Trans-Hudson）造山带。中元古代时期，广泛发育流纹岩-英安岩和类似成分的浅成岩，高硅质的岩石并未变形，大多未变质或仅达到低绿片岩相，镁铁质和中性成分的岩石少见。花岗-流纹岩区岩石的锆石 U-Pb 年龄多为 1340～1480Ma，起自 1750Ma（威斯康星中部），少数延至 1100Ma（富兰克林山，德克萨斯）。Bickford（1988）认为北美中元古代的花岗-流纹岩产生在 1600～1800Ma 造山作用之后地壳广泛伸展情况下的深熔作用，其依据的主要事实是缺乏同一时期钙碱性火山岩组合和 Nd 模式年龄、无透入性变形作用及没有或最低的变质作用。因此总的情况应该是：元古宙以前是古陆核形成时期，此后地壳既表现为边缘增生，也显示为穿插改造，即新生陆缘的相当部分来自对古陆核的改造重组。这些过程是否都是通过板块作用完成的尚存疑问。

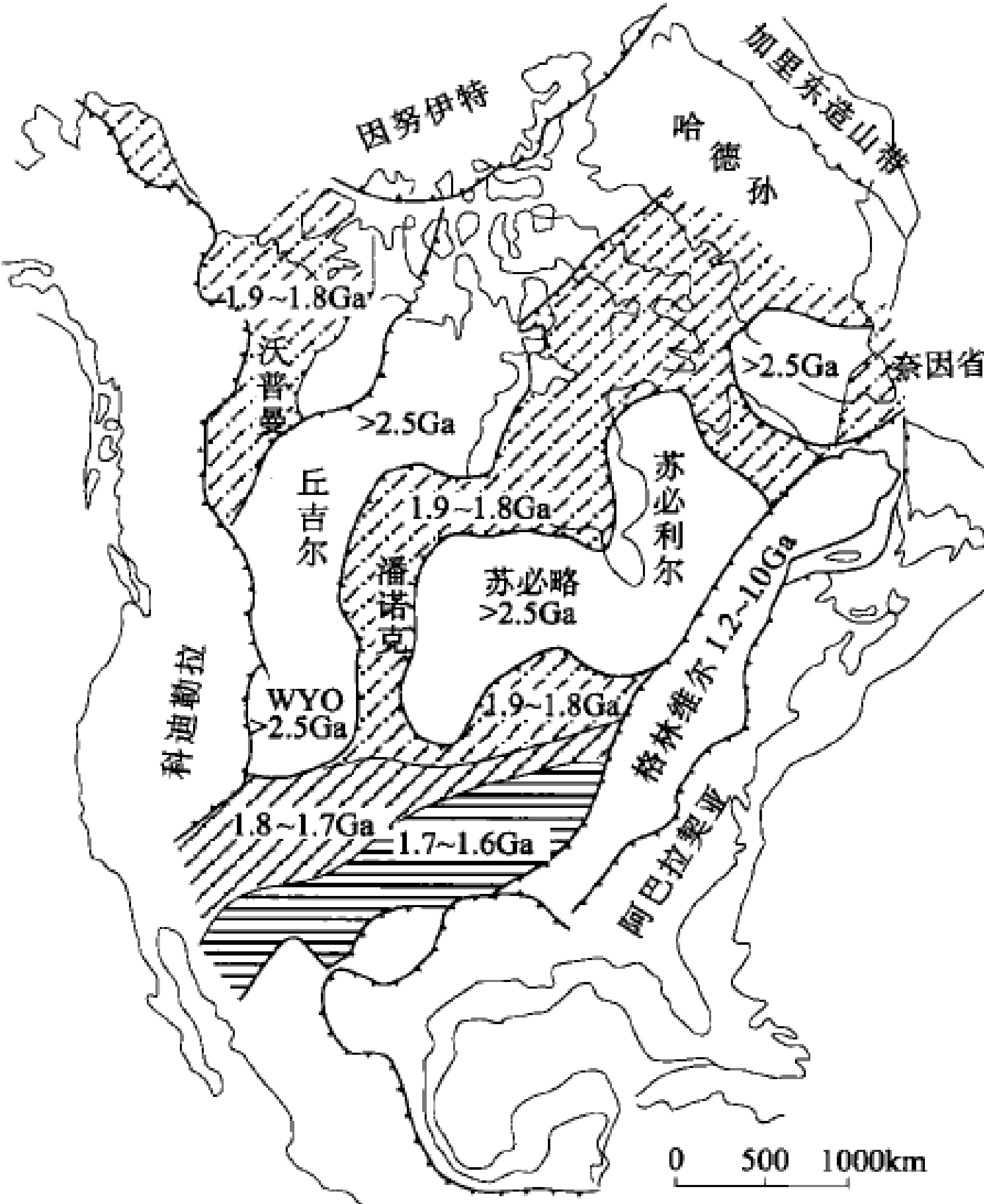


图 1-1　北美主要前寒武纪造山带的年龄区分布图

（最初为 P. F. Hoffman 编绘，Karlstron et al.，1987 改编）

表 1-1　造山带的年代（Ma）对比

事　件	横断哈得孙造山带①	沃普迈造山带②	潘诺克造山带③	瑞芬系造山带④
早期火山活动	1910 ?	1895～1905	1910 ?	?
早期侵入活动	?	1885～1895	?	1900～1940
弧火山活动	1875～1865	1845～1875	1860～1888	1860～1900

续表

事　件	横断哈得孙造山带①	沃普迈造山带②	潘诺克造山带③	瑞芬系造山带④
同火山期侵入岩	?	1845～1875	1860～1888	1860～1900
后火山侵入岩	1850～1865	?	1840～1860	1850～1860
晚期侵入岩	1830～1840	?	1830～1840	1840?

资料来源：①Van Schmus 等（1987），Baldwin 等（1985）；②Hoffman 和 Bowring（1984），Bowring（1985）；③Van Schmus（1980，1984），未公开资料；④Welln（1986）

冈瓦纳大陆的稳定时间可能比北大陆要早。南非的卡普瓦尔（Kaapvaal）盆地被认为是唯一的一个太古宙克拉通盆地，其中充填的主要是大陆架近岸沉积，岩层只受到轻微的变形和很低级的变质，原始结构和构造保存得很好。卡普瓦尔与津巴布韦两个克拉通之间被林波波（Linpopo）造山带（2.0～3.2Ga）所分割，后者主要活动于3.2Ga前，基底由多期变质变形的英云闪长质片麻岩组成，基性麻粒岩呈残留体形式出现；上覆年龄为2.5～2.7Ga的林波波群上亚群，主要为页岩、磁铁石英岩、白云岩和纯净石英岩等稳定组分；在2.0Ga前又被剪切作用和裂谷作用所复杂化。虽然冈瓦纳大陆形成较早，但一般认为板块的增生体制在泛非事件（600～1100Ma）中才建立，因为真正的蛇绿岩和席状岩墙出现在500～900Ma以前。巴西法卢斯带、西刚果带、莫桑比克带、加丹加-达马拉兰带、阿德莱德及横断南极带等都被认为属于泛非事件中的造山带，年龄为800Ma左右的蛇绿岩和钙碱性火山岩出现在摩洛哥的Bou Azzer、埃及及沙特阿拉伯等地。

1.2　太古宙地壳的性质与演化

对太古宙地壳演化的认识主要是从太古宙绿岩带的研究中得到一些启示。至于38亿年以前的时代，即前太古宙或原太古宙[有人称为冥古宙（Hadean）、有人称为无生宙（Azoic）]，当时还没有生命活动，大气圈、水圈的性质也不具备产生风化侵蚀等地质作用的条件，没有沉积物形成，其演化特征尚不清楚。

1.2.1　岩石组合及其形成环境

目前所知，太古宙有三类岩石组合（Condie，1981）：花岗岩-绿岩组合、高级组合及克拉通盆地组合。花岗岩-绿岩组合在北美、南非及澳大利亚的太古省（Archean Province）中占优势。高级组合主要分布在中非、北非、格陵兰及俄罗斯的太古省中。克拉通盆地组合至今只发现一处，即南非的卡普瓦尔盆地。这三类岩石组合，实际上主要是由前两类构成了两种不同构造类型的古老地壳：一类是十分古老的、稳定的、包含有绿岩带的古陆核；另一类是穿过或围绕古陆核分布的前寒武纪活动带（或称高级区；Anderson，1969），后者变质程度较高，花岗岩化普遍，常为多期构造变动的产物。

1. 花岗岩-绿岩带

多数绿岩带的宽度为10～50km，长度为100～300km。出露的地层厚度从10～20km不等。绿岩带在平面上呈线状或不规则形状（图1-2），剖面上多数是一些被断层破坏的向斜，主要断层平行于向斜轴，因挤入和深成侵入作用而成脊状轮廓（图1-3）。已知最古老的绿岩带为3.5～3.8Ga，但大多数绿岩形成在2.6～2.7Ga。绿岩带典型的变质相为绿片岩相，在与深成岩的接触

带附近，变质程度可能增加；岩层中原始的结构和构造保存得很好；绿岩层主要由具有枕状构造的镁铁质火山岩组成，在有些绿岩层中钙碱性火山岩的丰度在上部层位增加；某些绿岩带的下部层位中含有丰富的超镁铁质岩和科马提熔岩；沉积岩含量较少，一般在上部层位中最丰富，主要是杂砂岩和杂砂质泥岩，含有少量燧石和其他碎屑沉积；主要矿产是铜、镍、铁、金和铬。

呈向斜产出的绿岩带
被花岗质地体环绕
区域倾向
（通常陡倾>60°）
晚期富钾花岗岩
同心正断层
复杂花岗质地体
主要断层平行或
大致平行绿岩带轴
花岗质底辟引起
的绿岩带弧形边
缘（常富碱）
晚期富钾花岗岩
（多呈斑状）
底辟深成岩体
的叶理化边缘
主要褶皱
（通常为向斜）
绿岩质捕虏体平行于
花岗质底辟接触带排列
紧闭“褶”皱弧
（向斜状“脊”）
镁铁质析离体
晚期花岗岩侵
入引起的截切
片麻状混合花岗岩

图 1-2 典型太古宙绿岩带示意图

（Anderson et al.，1969）

据格陵兰的伊苏（Isua）、南非的巴贝顿（Barberton）和罗得西亚资料编绘

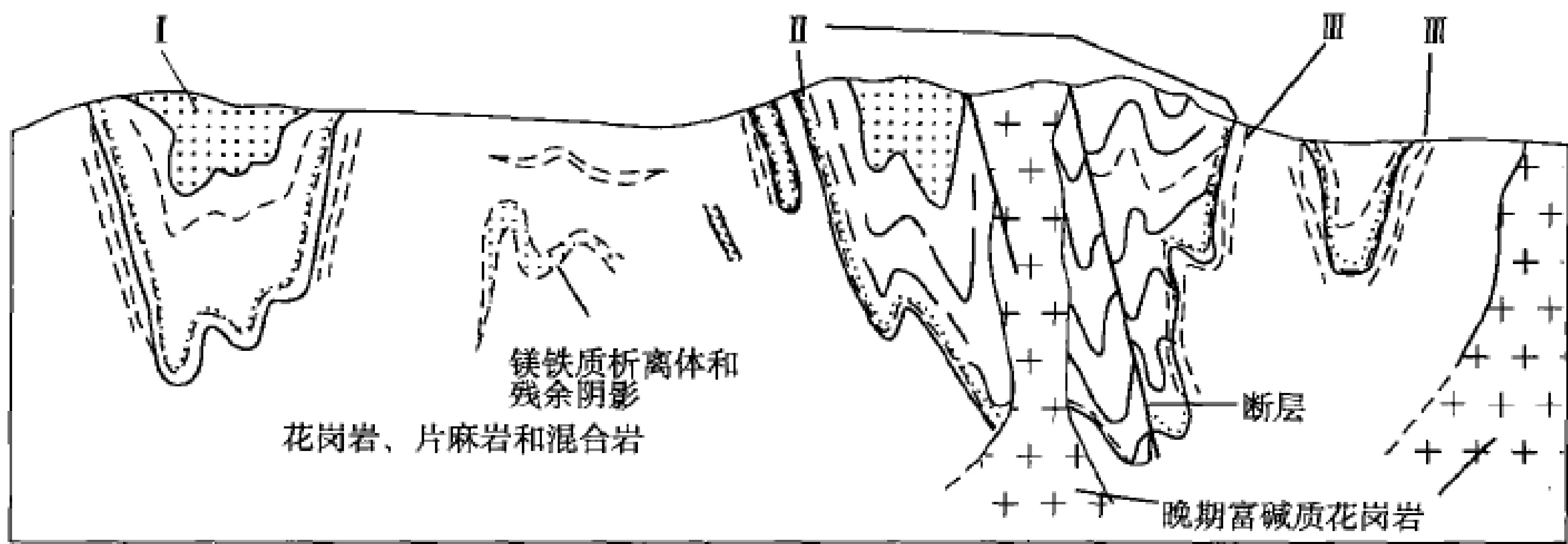


图 1-3 穿过部分花岗岩-绿岩带的剖面示意图

（Anheusser et al.，1969）

Ⅰ．与绿岩和超镁铁质岩一起褶皱的沉积岩；Ⅱ．接触带附近角闪岩相变质作用带；Ⅲ．接触带附近的片理化花岗岩

按火山岩的丰度，可将绿岩层序划分为两种类型：双峰式，主要由超镁铁质和与其有关的镁铁质岩石及少量燧石和长英质火山岩组成，安山岩很少或缺失；钙碱类型，主要由镁铁质经安山岩到长英质火山岩及成分类似的碎屑沉积（杂砂岩）组成。双峰式层序可不整合下伏于钙碱序列之下（如罗得西亚的 Sahmvaina 群和西澳大利亚的 Kurrawang 层），或者可演变为钙碱序列。而钙碱序列未见到下伏于双峰式序列之下的情况。双峰式层序可形成于整个太古宙（距今 2.6～3.7Ga），而钙碱类型则主要形成在距今 2.6～2.7Ga。

绿岩层序有岩区的特征。南非和澳大利亚的绿岩带是典型的双峰式层序，含有较大量的超镁铁质岩石，向上往往过渡为钙碱系列。北美的许多绿岩带是典型的钙碱系列（超镁铁质岩含量≤20%，镁铁质岩含量为 50%，安山岩含量为 30%），不含早期双峰式岩石组合。

大部分绿岩带沉积物为碎屑岩，似乎反映这是在构造活动盆地中通过滑塌和浊流活动而沉积的。当燧石、碳酸盐岩和石英岩沉积时，大概存在局部比较稳定的环境。沉积盆地的有些地方是相当深的，以至于浊积物未被上部的波浪活动所瓦解和破坏。但浅水沉积是广泛的，甚至有蒸发岩，如澳大利亚皮尔巴拉（Pilbara）的 Warrawoona 群（约 3.5Ga）。叠层石碳酸盐岩和块状交错层石英岩代表盆地边缘小型台地和火山喷发中心周围的沉积。唯一广泛的台地沉积是南非的卡普瓦尔盆地。至于燧石和含铁建造既可以形成在深水中，也可以形成在浅水中。所以，正如克列拉（1982）所指出的，太古宙绿岩带主要形成在浅水盆地中。

绿岩带的变质作用表现为两种情况：

（1）区域性的接触变质，其变质级向边缘增高；

（2）变质级在数百至上千平方千米内变化。

前一种情况被认为变质作用与同构造期深成岩体侵入有关；后一种情况则被认为与热背斜或热穹隆有关。

花岗-绿岩带中的花岗质岩石主要有三类：片麻杂岩和底辟侵入体、大的席状岩基、晚期花岗质深成岩。

1）片麻杂岩

这类岩石占花岗-绿岩地体的 50%～70%，主要由英云闪长-奥长花岗岩组成，其中有镁铁质包裹体与其共生，而中间成分的岩石相当贫乏，故将其划归双峰式组合；微弱至强烈叶理化，通常在包裹体处发育最好；呈现为多期变形。富含表壳岩石包裹体（某些包裹体可能代表早期绿岩带的残块），且向绿岩带接触处增多。包裹体主要是闪岩、超镁铁质岩和石英岩，三者依次递增。此外，在包裹体中还有少量钙硅酸盐岩石、云母片岩、含铁建造和长英质火山岩。

2）岩基

岩基是面积大于 1000km^2 的花岗质深成杂岩体。可以是一个侵入体，也可以由一系列成分上类似的侵入体组成；成分上介于英云闪长岩-奥长花岗岩之间。现有的资料指出，主要的变形是垂直力作用下的多期复杂变形；许多岩基具有典型的底辟特征，由多期穹隆状底辟组成；底辟侵入体都已叶理化，叶理化的程度和倾角靠近边缘地带增加，并明显地与相邻绿岩带的叶理一致（图 1-2）。

花岗质岩石是太古宙地体的重要组成部分，一般将其分为两类，即第一类为 TTG 岩（英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩），这是一些变质变形强烈、侵入体的外貌特征普遍消失的

岩石，故称为灰色片麻岩，并在同一旋回中存在从 TTG 向碱性花岗岩演化的趋势，其分布约占太古宙地体的 50%；第二类为花岗岩侵入体，约占太古宙地体的 20%，前者具有很低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，强烈分异的 REE 分配形式 [$5<(La/Yb)_{cn}\leqslant150$]，HREE 含量低（$0.3<Yb_{cn}<8.5$），LREE 和 HFEE 的分异程度相似，无明显 Eu 异常，表明部分熔融时对 LREE 有较强容纳能力的角闪石、单斜辉石和石榴子石为源区主要残留相矿物。这得到不同压力条件下玄武岩部分熔融实验的支持（Rapp et al.，1991）。Hanson（1978）通过拉斑玄武岩 5%～35% 的部分熔融模拟计算（残余相为石榴子石和单斜辉石），获得与加拿大安大略西北部太古宙英云闪长岩吻合很好的 REE 型式。后太古宙与 TTG 相当的 I 型花岗岩的 HREE 亏损明显减弱（$5<Y_{bcn}<20$），并存在一定程度的负铕异常（$Eu/Eu^*=0.57$），反映了源区物质成分与形成环境的变化。

3）晚期小型深成岩体

晚期小型深成岩体是一系列富钾的、粗粒的、常常是斑状的花岗岩类侵入体，侵入并切断了所有比较早期的走向和构造（图 1-2），一般认为它们是英云闪长片麻杂岩基底部分活化的产物。

2. 太古宙高级地体

高级地体主要由石英长石片麻状混合岩（>80%）组成，不同程度地含有麻粒岩相岩石。另外还有一些数量不等的少量表壳岩石、层状侵入杂岩和镁铁质岩。变质程度从中角闪岩相到高麻粒岩相。火山和沉积的原始结构保存很少。变质矿物组合反映变质时的埋藏深度在 30～40km。构造上为复杂的多期变形，优势应力为近水平的剪切应力，主要形成逆冲和伏卧褶皱。虽然有些高级地体［格陵兰西南和拉布拉多（Labrador）］约 3.8Ga，显然比大多数绿岩地体老，但总的来看，其年龄范围可贯穿太古宙始末，在中国就发现一些年龄在 2.5Ga 左右的高级地体（上太华群）。

高级片麻状混合岩体不同于绿岩地体中的同类岩体，后者更富 K_2O。典型的表壳残留体是石英-钙质云母片岩层序，与其共生的是角闪岩、斜长岩和变质的超镁铁质岩石。高级地体中的层状侵入体不同于绿岩地体中的层状侵入体，前者存在原生角闪石和广泛的混合岩，缺少在晚期溶液中碱的富集，并且钙长石（^{80}An-^{100}An）也普遍存在，反映是在富水情况下结晶的。而绿岩地体中的层状火成杂岩是在相对干燥条件下结晶的。

3. 绿岩带与高级地体的关系

关于花岗岩-绿岩带与高级地体的关系有三种意见：①两者是不同时代、不同构造环境的产物；②高级地体是花岗岩-绿岩地体的深部等位体；③两者是同时代但不同构造环境的产物。目前的放射性年龄资料尚未对上述任何一种意见给予支持。

虽然某些高级地体比低级地体老，但有些情况并不是这样，如南非的卡普瓦尔和罗得西亚两个绿岩带及介于其间的林波波高级带的年龄资料表明，林波波带中麻粒岩相变质和花岗岩侵入的主要时期在 2.6～2.7Ga，这类似于罗得西亚带中花岗岩-绿岩建造形成的主要时期。因此，这里的高级带和低级带发育在同一时期，而变质级别一般是从卡普瓦尔和罗得西亚省的中心朝林波波带递增，说明这三个带有着同一热源。

持第二种意见的人（Windley et al.，1971；Goodwin，1977）认为，高级地体与低级地体

只是剥蚀深浅不同，剖面上部为绿岩带，向下则转变为高级组合的英云闪长-奥长花岗岩。但这种模式有三个问题难以解释：①高级地体显示高的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值，这表示高级地体与花岗-绿岩地体产出的幔源不同，或者表示它们在地壳中的停留时间有着明显的差异；②两者沉积组合不同，高级地体中的高级变质岩石是一套属于克拉通沉积组合的石英岩、泥质片岩及碳酸盐岩；③从构造特征看，花岗岩-绿岩地体的变形主要反映垂直力的作用，而高级区内占优势的是水平力的作用。

所以总的来看，两者应当是不同构造环境下的产物，大致具有同样的演化历史。

4. 太古宙克拉通盆地

唯一证据是南非的卡普瓦尔盆地。其中的岩石只受到轻微的变形和很低级的变质，原始结构和构造保存得很好，表明是一种稳定大陆架型近岸沉积。这种克拉通层序不同于多数典型的太古宇层序，后者的火山岩成分比例大。在卡普瓦尔最早沉积的主要是石英岩、页岩和与镁铁质和长英质火山岩共生的碳酸盐岩；后期是石英岩、页岩和砾岩，向上碳酸盐岩数量增加而火山岩数量减少。

1.2.2 早期地壳的生长

虽然花岗岩-绿岩带现在的分布面积不大，但从元古宙活动带中大量存在的太古宙放射性年龄数据及一些元古宙活动带中许多太古宙地壳的内窗层（Inliers）的存在说明，太古宙地壳原来要广泛得多。对这样一些太古宙地壳成因的深入研究就能为地壳早期演化和起源提供一些重要信息。其主要问题是：①花岗-绿岩带与高级地体间的关系。②大洋和大陆地壳二者在太古宙是否都存在？如果存在，它们所反映的板块构造与今天是否类似？③板块构造究竟是什么时间开始的？有些人主张板块构造与早期地壳的形成同时开始；而另一些人提出，板块构造到1Ga才开始，那时岩石圈才充分冷却成为一些容易破碎的块体；还有一种可能是，板块构造作用是间歇性的，活跃于2.5Ga以前，并在约1Ga以后再度活跃。要认真回答这些问题，必须从绿岩带本身特征所反映的成因特点上进一步讨论。

1. 太古宙地幔的成分和演化

由于地幔不可能无限地容纳LiL素，这些元素一般在熔融时进入液相而与残余相分开。因此，整个地质时期内，通过岩浆的连续萃取，上地幔中这些元素应当亏损（Jaha et al.，1974）；相反，大部分过渡簇金属在熔融时进入固相而被分离，这样随着时间的推移，地幔源岩中这些元素便越富集。

图1-4表示太古宙岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$值（Jaha and Nyguist，1976）在上地幔的生长曲线。图上表明四点：①虽然资料很分散，但许多2.5～2.8Ga的值都为0.7005～0.7020；②大部分太古宙绿岩带的值均低；③大部分太古宙高级地体的值均高；④花岗岩-绿岩地体的花岗质岩石$^{87}Sr/^{86}Sr$值变化范围很大。

太古宙高级地体$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值高的原因有两方面：①大部分高级地体比花岗岩-绿岩地体形成早，它们较高的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值反映了其在地壳环境中的生长情况；②大部分高级地体的地幔源岩比低级区更富Rb（Clifiord，1974）。各地太古宙岩石的初始值是有差异的，如在苏必利尔低、罗得西亚地区中、伊尔冈略高。因为不存在区域蚀变或变质程度上较大的差别，所以这些结果说明，太古宙地幔是不均匀的，并具较低的Rb/Sr值。

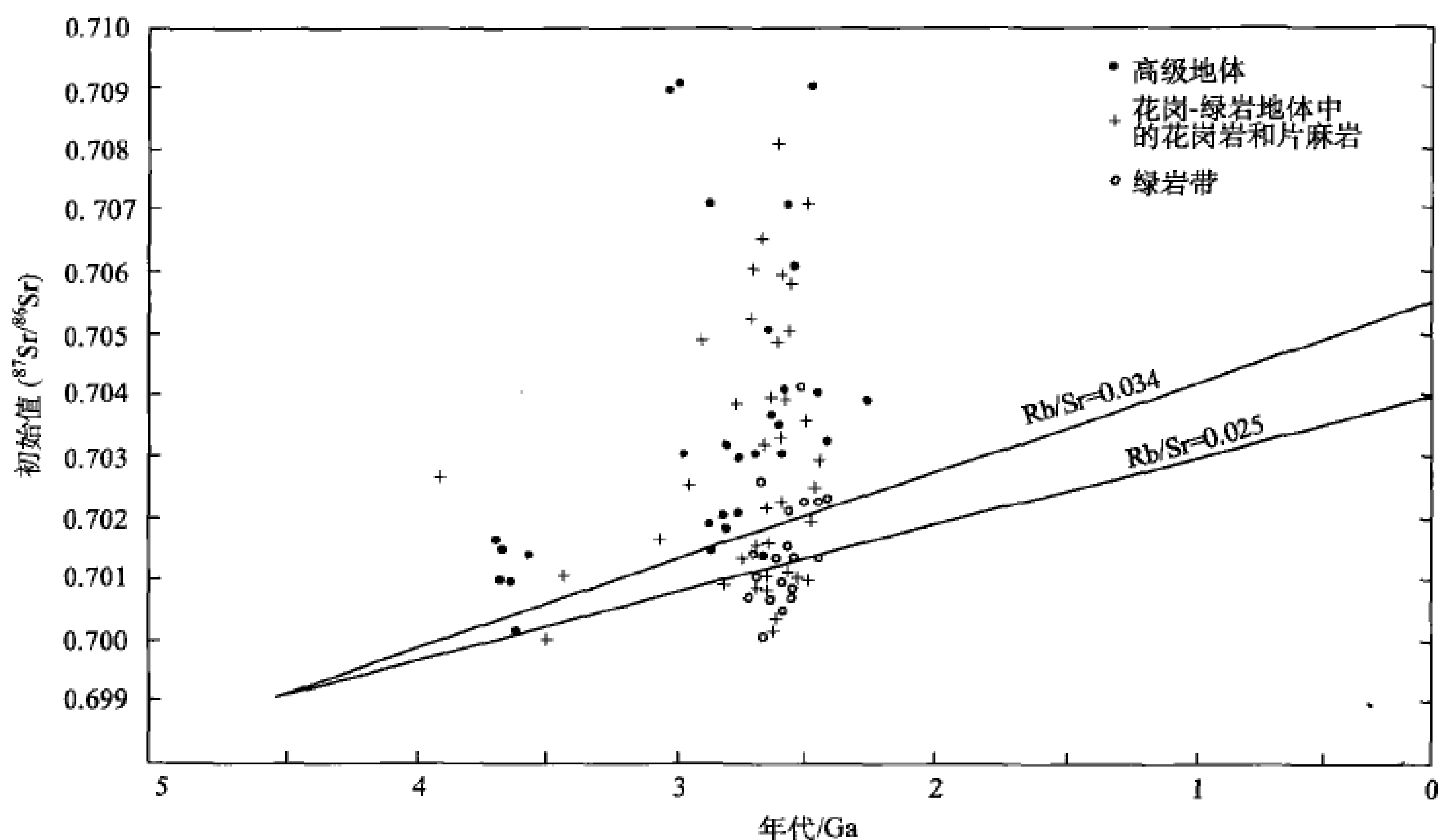


图 1-4　太古宙岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值

(Jaha and Nyguist，1976)

2. 太古宙绿岩带成因

关于绿岩带的成因，史金曼早在 1909 年就提出，绿岩带是地槽早期发育的一套岩石组合。自 20 世纪 70 年代以来，为了了解地壳早期的演化历史，广泛开展了对太古宙绿岩带的研究。大量研究成果说明，绿岩带的地质特征与显生宙造山带显著不同，表明两者的构造特征及演化历史应有很大差异，并提出了许多有关绿岩带成因的模式。

密度逆转模式最早由艾斯克拉（Eskola，1948）提出，用以解释片麻岩穹隆的成因。后来由穆格拉戈（McGragor，1951）、拉姆伯格（1973）和哈格罗夫（Hargrabves，1976）先后用来解释绿岩带的成因。其基本思想是：镁铁质绿岩沉积在由片麻岩构成的硅铝壳之上，由于上面密度大，下面密度小，这种反常现象最终将导致片麻岩呈底辟形式向上侵入，从而引起绿岩带的变形及绿岩带被大量片麻岩穹隆所分割的现象。

安霍伊塞等（1969，1971）第一个用裂谷模式解释绿岩带成因，温德利（1973）后来发展了这一模式，认为绿岩带发育在大小与红海相似的原大洋盆地中，形成在早期裂谷作用时期；裂谷继续发育则形成镁铁质岩浆的侵入和喷出及沉积物在裂谷底部的聚集；继续沉陷则发生变形、变质及英云闪长岩-奥长花岗岩的侵入。亨特（Hunter，1974，1976）和康迪（1976）补充说明裂谷是相应于地幔柱上升而出现的。

康迪（1974）、伯克（1976）、温德利（1977）等都试图用板块构造模式解释绿岩带成因，其中以安霍伊塞（1973）的模式最为完整，他是针对南非巴贝顿（Barberton）地区的绿岩带提出的。他认为大洋地壳就相当于绿岩带的下部层位，当其在俯冲带消减时就在岛弧中生成拉斑玄武岩和钙碱性火山岩及其相应的深成岩。英云闪长岩-奥长花岗岩是地幔镁铁质岩石局部熔融的产物，它以底辟形式向上侵入或下垫在岛弧之下。当岛弧上隆，绿岩和深成岩体就会在地表出露。

康迪和哈里森（Harrison，1970）曾提出过一个适合于罗得西亚绿岩层序的弧后盆地模式，认为绿岩带的下部岩石是在弧后盆地的分裂中心产生的，上覆的钙碱性火山岩是下降板块中榴辉岩局部熔融的产物。泰勒（Tailor，1976）等也指出绿岩层序更类似于弧后盆地层序而区别于张开的大洋。温德利和史密斯（Smith，1976）等指出，大洋地壳将通过消减而消失，岛弧也会因剥蚀而仅保留根部带，都不可能完整地保存下来。他们认为，岛弧的根部带相当于太古宙高级区，绿岩带则形成在与其相邻的弧后盆地中。

此外，还有格林等（Green et al.，1975）提出的冲击熔融模式，认为绿岩盆地是由冲击作用形成的疤痕。

密度逆转模式和早期的裂谷模式存在的一个共同问题是，不能解释早期硅铝壳的成因，高级地体常常与绿岩带伴生也是这些模式无法解释的现象。与板块构造有关的岛弧和弧后盆地模式也存在不少问题。首先，主要花岗岩-绿岩带都具有一个2.6～2.7Ga的绝对年龄，说明它们的形成时间大致相仿，如果认为这是板块同时俯冲的结果，那就太令人难以置信了。同时，苏必利尔省大带之间年龄类似而岩石组合与变形程度的显著不同也无法用这一模式来解释。另一个严重问题是古地磁资料表明太古宙地盾的大部分地区至少是为数不多的几个大陆的组成部分，这要求有一个巨大的、类似今日大陆这样规模的连续消减体系，但根据绿岩特征和地球的热状态考虑，那是极不可能的。再一个问题是，科马提岩浆的生成要求在深度≤200km的范围内有一个超镁铁质岩浆源，一个上升的地幔柱能满足这一要求，可显然无法说明板块随着地幔柱上升而下降的原因是什么。冲击熔融模式更是难以成立。

在此基础上，康迪（1981）改进了以前的模式，提出了一个综合的弧后与大陆裂谷模式。他认为，地球在快速加热过程中的熔融是从外部开始的，当表面温度下降时，形成一个由超镁铁质岩组成的很薄（几千米）的地壳。由于当时地温梯度高，地幔熔融程度亦高，因而冷却的镁铁质地壳的密度会大于下伏熔融地幔的密度，故很容易下沉并通过地幔再循环。到4Ga时，地热梯度大概已经下降到不会使下降的镁铁质岩块完全熔融而只是局部熔融，这时就可能有硅铝质岩浆的产生，从而在地面上形成一些孤立的原始岛弧。原始岛弧借助弧-弧碰撞而归并扩大，到3.0～3.7Ga，一些大的陆核形成，绿岩带就形成在这时的弧后盆地和大陆裂谷环境中，高级太古宙地体则形成在平面上呈线型的上涌对流体上方的硅铝壳之上。高、低级（即绿岩带）地体之间硅铝壳性质（前者易破碎、后者呈塑性）和热源（两种规模的对流）均不相同，故形成不同的岩石组合。克拉通沉积就发育在以高级地体为基底的盆地中，这是塑性地壳细颈化变薄的结果。陆核不断生长，到2.5Ga时，一个超级大陆或几个较大的陆块已经存在。

1.2.3 地壳的克拉通化

克拉通化是指地壳进一步固结硬化到大陆地块的形成。早在20世纪70年代初，Condie（1973）就曾论证过，太古宙大陆地壳的厚度与现代大陆地壳的厚度接近，已达30～40km。主要依据三个方面的证据：绿岩带中沉积剖面的最小厚度、变质矿物组合所推导的掩埋深度及地球化学指标，从而认为至少有50%的大陆地壳在2.5Ga时已经形成。因为多数绿岩带形成于2.6～2.7Ga，所以说太古宙是成核（nucleus）时期，并通过陆核的垂向物质添加和侧向增生而扩大，这一过程可能结束于1.8Ga前，这里的陆核指那些包含有太古宙绿岩带的花岗质片麻岩地体（Pavlovsky，1974）。Patcher和Arndit（1986）曾依据Sm-Nd同位素系统地计算过陆壳的增生速率，结论是：北美、格陵兰和欧洲古元古代（1.7～1.9Ga）形成的造山岩石中仅有50%是新生的，即直接来自地幔，另外一半则是太古宙地壳的再循环。

康迪（1982）把古、中元古代的岩石组合归纳为三种类型：①石英岩-碳酸盐岩-页岩，成分和结构都是成熟的，占当时整个岩层的60%以上；②双峰式火山岩-石英岩-长石砂岩，火山岩为玄武岩-流纹岩组合，中性成分的火山岩很少或没有，沉积岩反映的是快速剥蚀的近岸海相或陆相沉积，约占当时岩层的20%；③拉斑玄武质和钙碱性火山岩-杂砂岩，这类岩石研究程度还不够，类似于太古宙绿岩，与后者所不同的是超镁铁岩和科马提岩不普遍，杂砂岩丰富，燧石和含铁建造不普遍，伴生的深成岩与太古宙显著不同。

Windly（1976）也指出，元古宙时已有广泛的稳定大陆地壳存在，表现在：有广泛冰川活动的遗迹，北美从加拿大的魁北克到怀俄明州，在长达3000km的范围内有古元古代冰川活动，南非的冰碛亦达2000km^2；条带状含铁建造一般认为形成于水深不超过200m的稳定大陆架环境，其发育的最盛时期在1.8～2.6Ga；最早的红层出现在1.7～2.0Ga。

板块运动起始于何时的主要分歧是对元古宙活动带的认识。元古宙活动带大概有三种类型：一类为南非的林波波带（2000～3200Ma），以超镁铁岩和斜长岩广泛侵入、花岗质片麻岩变质及大型平卧褶皱的形成为特点，这是太古宙活动带的继续；一类是加拿大的加冕湾带（2100～1750Ma），沉积石英岩（含枕状玄武岩）-叠层石白云岩-红色砂泥岩磨拉石，以挠曲变形为主（有透入性片岩），发育低压高温变质；第三类是加拿大休伦带（1900～2300Ma），充填的主要是砂岩、石英岩、泥岩和冰砾岩，局部地区下部有大陆拉斑玄武岩。显然除林波波带类似于显生宙时期的活动大陆边缘外，后两类属典型克拉通边缘或内部古裂陷，这就是元古宙时期的古大陆壳，是被半活动型古裂陷穿插环绕的克拉通地块。

因此，真正意义的板块边缘增生可能出现于蛇绿岩广泛出现的500～900Ma以后。

1.2.4 陆壳的生长方式

正如图1-1中Hoffman（1987）等所主张的，许多学者认为板块侧向增生是地壳或岩石圈演化的主要方式，这一概念近20年来也得到实验岩石学和地球化学的支持。一般认为板块的增生部分（造山带）既可以通过海底作用（热点活动、洋中脊活动、岛弧在俯冲带的形成）形成，也可以是先存大陆碎块的拼贴。显生宙以来大陆通过边缘造山带的形成而扩大是显而易见的，理论依据是岛弧型钙碱性火山岩只能形成于俯冲带上。但前寒武纪陆内钙碱性火山岩是否是古板块活动的遗迹仍存在争议，这就决定了当时陆壳生长是以垂向添加为主，还是以侧向增生为主。

主张侧向增生的学者认为新生陆壳的生长主要通过三种方式：①地幔通过部分熔融形成玄武岩浆，当其向上侵入时，引起较老的长英质地壳的熔融形成双峰式玄武岩-流纹岩组合，这是陆内裂谷和裂陷的特征岩石组合。②玄武质大洋壳在消减过程中进一步局部熔融形成安山质或英云闪长质岩浆，这是因为在俯冲过程中玄武岩转变为石英榴辉岩，后者的部分熔融即生成安山质岩浆，故在许多安山岩中见到石榴子石包晶。但安山岩中也常有角闪石斑晶和包晶存在，指示其在含水情况下形成。因此，一些人认为大部分钙碱性岩浆是玄武岩在海水参与下部分熔融的产物，不相容元素的轻度富集和稍高的$^{87}Sr/^{86}Sr$值可能都来自海水。③新增生地壳的深熔形成后造山花岗岩（与地壳增厚所引起的高级变质作用同时），它与钙碱性火山岩、英云闪长岩和增生造山带的花岗闪长岩不同，K_2O含量通常很高，它们大多出露在较老地壳区，这是因为地壳的上升和侵蚀作用使其从造山火山岩和侵入岩的覆盖下暴露出来。

不过上述岩石的形成机制仍存在激烈的争论，Green和Ringwood（1978）曾指出，在无水条件下，玄武质岩石在2.7～3.0GPa的压力下（70～80km深处）的部分熔融或结晶分异

能产生安山质流体，因为在这一条件下石榴子石和单斜辉石是稳定的液相，在含水条件下可移向花岗闪长岩成分。他们同时指出，在含水条件下的 900～1000MPa 的实验中，发现角闪石和辉石接近液相，而钙斜长石和石榴子石则靠近固态线，计算出来的液态成分也具有钙碱性的趋势，这说明玄武岩在含水条件下于下地壳深度的部分熔融和结晶分异也可生成钙碱性岩浆。

我国学者陆松年等（1996）认为，华北古陆元古宙时以克拉通内部和边缘裂谷带的地幔添加为主，形成华北基本定型的变质基底。古陆块垂向增生的主要证据是：岩石的形成年龄（U-Pb 年龄或等时线年龄）与钕模式年龄存在明显差异；等时线 $\delta_{Nd}(t)$ 常为负值，说明源区受到古老陆壳的混染；*PTt* 轨迹出现等压降温过程；古老的中酸性侵入岩的 $\delta_{Nd}(t)$ 常为正值，I_{sr}值很低，表明它们是壳幔分异的产物而不是壳内重熔。古陆核侧向增生的证据主要表现为由内向外时代变新（如冀东地区），王仁民（1994）认为高压麻粒岩带就是板块碰撞带的标志，白瑾等（1993）把太古宙绿岩带看作消减杂岩，没有洋壳残片的保存则推测其大都消失殆尽。

1.3 华北古陆的形成与演化

1.3.1 古陆核的形成

在太古宙早期，华北地区已经形成多个微陆块或称陆核（micro-nucleus）。由于这些微陆块的构造线方向各不相同，表明当时不存在统一的应力场，由陆核拼合形成统一的华北陆块的构造事件可能结束于太古宙末。

1991 年国际地质科学联合会将太古宙划分为始（＞3.6Ga）、古（3.2～3.6Ga）、中（2.8～3.2Ga）和新太古代（2.5～2.8Ga）四个时代，据此我国学者将华北台块出露的岩石也作了相应划分（图 1-5）。华北地区最古老的地层可以冀东迁西群为代表，为麻粒岩、斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩，原岩是一套中基性火山岩，年龄为（3.515±1.15）（江博明，1983）～（3.67±0.23）Ga（中国科学院，1978），相当于古-中太古代。新太古代可以太行山地区阜平群、内蒙古乌拉山群、泰山群、登峰群及太华群为代表，是一套火山-沉积建造，由片麻岩、角闪岩、浅粒岩、薄层磁铁石英岩和大理岩等组成，年龄为 2.5～2.9Ga。

华北地区究竟存在几个太古宙微陆块尚无统一认识，图 1-6 是管志宁等（1987）根据深层磁性界面等深线图和 1∶20 万航磁延拓图（上延 20km）作出的，图中由深层磁性界面密集区（拗陷带）圈出了六个硅镁壳顶面隆起区，隆起区可能相当于古陆核，结合其他资料，大致可区分为蒙陕、山西、河淮、辽东、渤海和冀北六个陆核。

1）蒙陕陆核

大青山-阴山一带出露的集宁群、乌拉山群与色尔腾山群，西侧出露的千里山群和贺兰山群均为富铝表壳沉积（孔兹岩系）①；而内蒙古固阳以东的露头区及东胜地区的基底为麻粒岩相区（太古宙高级区）。

---

① 孔兹岩（khondalite series）是一种地壳发展早期形成的成熟度高的变泥砂质岩石，以普遍富含富铝矿物（如夕线石、石榴子石和云母等）并遭受强烈变质（角闪岩相-麻粒岩相）为特征。

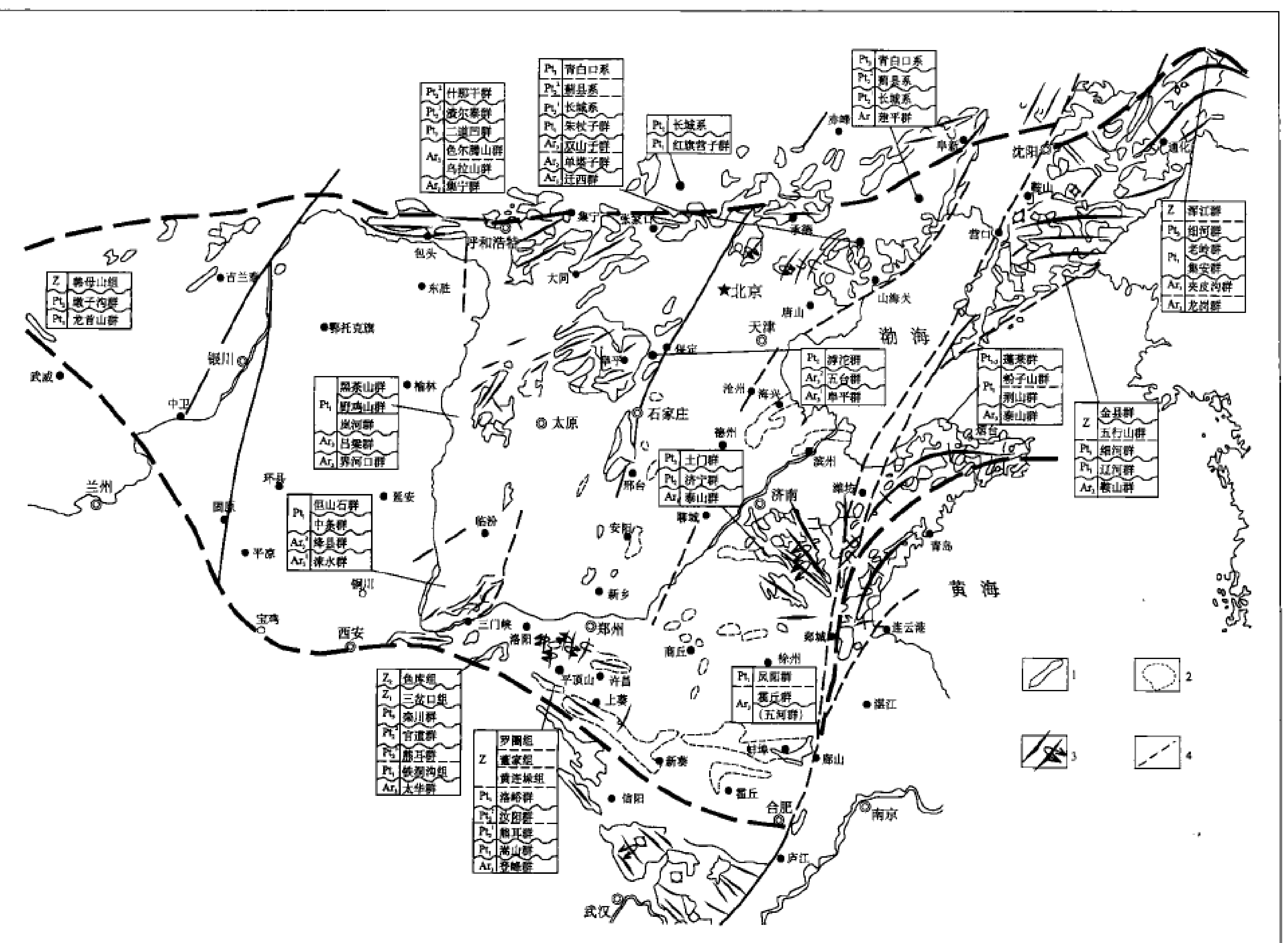


图 1-5 华北台块太古宙-元古界露头分布图

(据马杏垣，1979；1∶250 万中国地质图，1996 等资料编绘)

1. 太古宙-元古界露头；2. 隐伏基底；3. 背形、倒转背形状片麻岩穹隆；4. 断层线

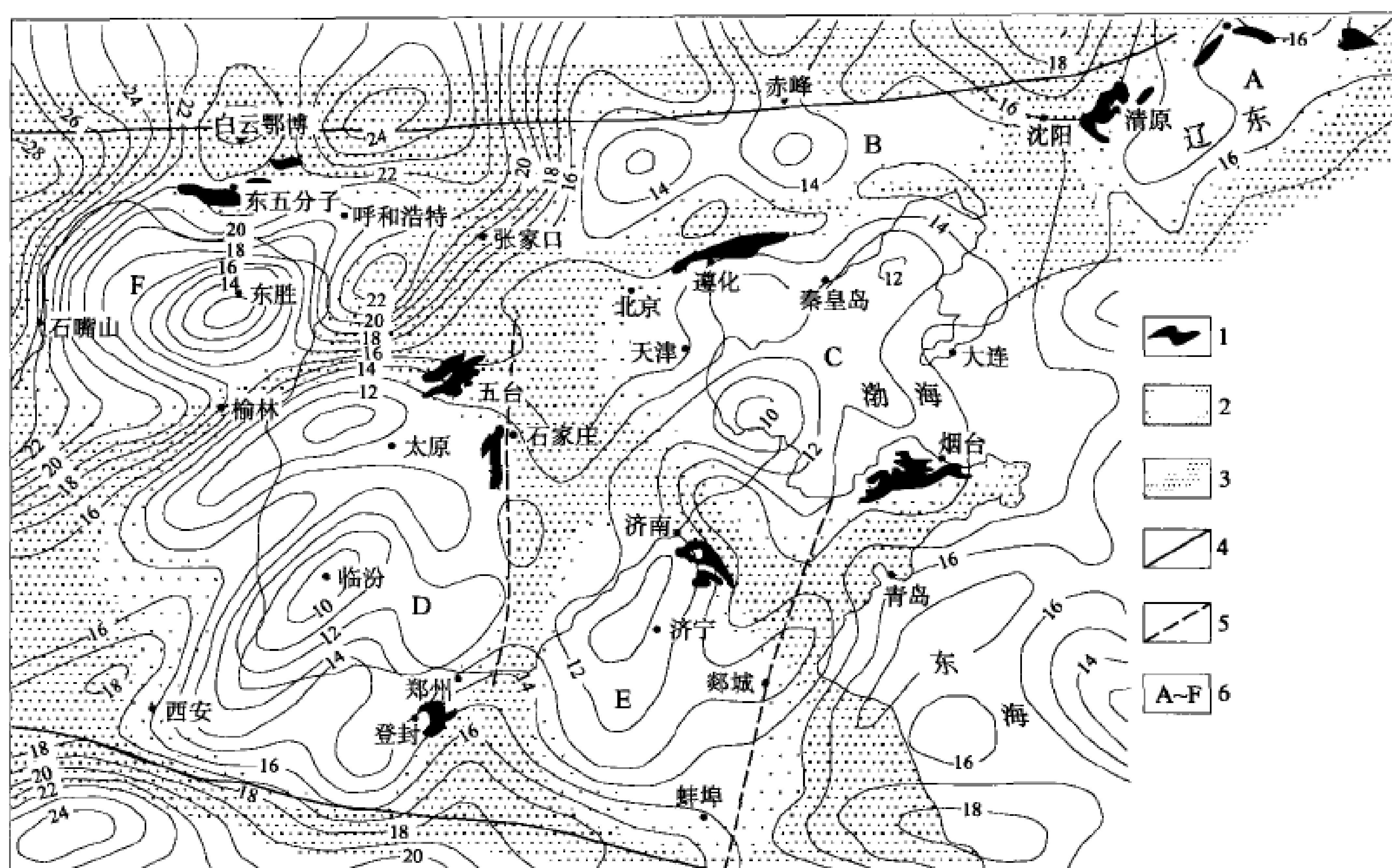


图 1-6　华北地区深层磁性界面等深线和部分出露的太古宙绿岩带分布图

（据白瑾等，1992；伍家善等，1998，资料修编）

1. 太古宙绿岩带；2. 磁性界面上翘；3. 磁性界面下翘；4. 华北台块边界；5. 深断裂；
6. 陆核编号：A. 辽东，B. 冀北，C. 渤海，D. 山西，E. 河淮，F. 蒙陕；等深线单位：km

2）山西陆核

山西陆核主要由太行山区阜平群、赞皇群，吕梁山区界河口群，晋中南霍县群和涑水杂岩组成，主要是一些经受中压角闪岩相变质的沉积岩系，变基性火山岩很少。

3）渤海陆核与冀北陆核

渤海与冀北陆核主要由新太古代麻粒岩相变质杂岩和花岗岩石（建平群）组成，其中包括一些中太古代、始太古代岩块（迁安岩系、黄柏峪岩块），源岩主要为 TTG 片麻岩和镁铁质火山岩（迁西群、单塔子群和双山子群）。

4）辽东陆核

辽东陆核保存有 2500～3800Ma 的连续纪录，中太古代以龙岗和铁架山片麻岩穹隆为主体，这些穹隆由 TTG 岩石组成，表明是由岩浆底侵的垂直生长方式形成的，穹隆两侧由新太古代具大陆岛弧性质的火山岩（夹皮沟群、鞍山群）所环绕，且由内而外，有从中基性→中酸性→碱性演化的趋势。

5）河淮陆核

河淮主要由新太古代登封群、太华群、泰山群、林山群、霍山群和五河群组成。由不同来

源的岩石组成，以登峰群为代表的北部由中基性火山岩及 TTG 岩石组成；南部的太华群、霍丘群下部为基性-中酸性火山沉积与 TTG 岩石，上部是砂-泥-碳酸盐质韵律沉积。

1.3.2 古陆核生长与克拉通化

通常都把华北克拉通在垂向上划分为变质基底和沉积盖层两部分，基底（>1.85Ga）被基性岩墙群和非造山花岗岩（环斑花岗岩）广泛侵位，其中还保留一些变质的古元古代表壳沉积岩石（2.00～2.40Ga），多为复向斜，如五台山区浅变质东冶群（次绿片岩相）、内蒙古高级变质丰镇群（麻粒岩相-高角闪岩相孔兹岩系），其源岩以浅海相沉积为主，不整合覆盖在基底杂岩之上，均以陆壳物质为物源，属克拉通内或被动陆缘盆地沉积。据此，不少人主张华北的克拉通化过程主要结束于新太古代末。

但关于古陆核生长和归拼（克拉通化）的主要方式是什么，这一问题则存在侧向生长和垂向添加两种意见。因为组成古陆核的岩石主要为 TTG 成分的片麻岩，富钾、富铝的花岗岩，变基性火山岩和各种成分的变沉积岩。TTG 成分的片麻岩既可以从地幔衍生的基性母岩部分融熔产生，也可以从先存地壳的部分融熔产生；富钾、富铝的花岗岩主要由先存硅铝质地壳部分融熔产生；各种成分的变沉积岩则是地壳物质地表再循环的产物。只有变基性火山岩是从地幔直接衍生的，它的大量出现才代表了地壳增生的主要方式。

华北克拉通内早前寒武纪（>1.8Ga）基性火山岩很发育，从冀东曹庄 3.5Ga 到中条山西河群 1.8Ga 的基性火山岩，贯穿于太古代到古元古代的漫长历史时期。耿元生等（2002）通过 70 余个年龄数据的统计后认为：华北克拉通在早前寒武纪有 2.7Ga 和 2.5Ga 两个主要的基性火山岩活动期（图 1-7）代表了两期强烈的地壳增生事件。太古宙末期基性火山岩的分布、地球化学特征、基性火山岩与其他岩石的关系和组合特征表明，在新太古代时期，陆块之间基性火山岩的喷溢使地壳面积增大并把原本分离的小陆块拼合在一起，造成地壳的增生。在陆块内部，地壳的增生主要通过地幔柱的方式进行，在较均匀的地壳部分主要通过基性岩浆的底板垫托方式使地壳增厚，部分岩浆侵位到地壳较浅部位，甚至溢出地表，这两种方式是相辅相成的，它们的联合作用形成太古宙末的华北古大陆。

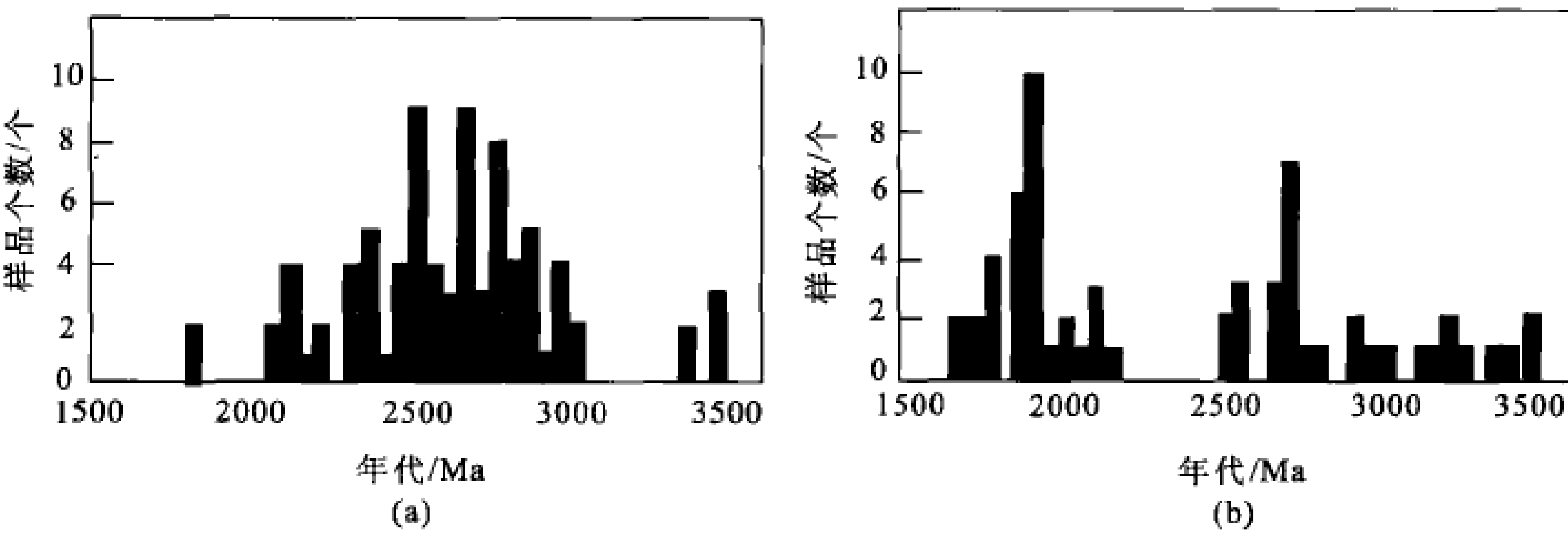


图 1-7 华北（a）和世界（b）的早前寒武纪基性火山岩的年龄直方图
（耿元生等，2002）

目前多认为大量基性火山岩的形成主要有下列几种方式：洋中脊玄武岩的喷溢、大洋玄武岩俯冲到深部经重熔在岛弧带的大量喷发、地幔柱携带的玄武岩浆在其上方的喷溢和侵位、底板垫托和裂谷模式等。国外的花岗-绿岩带常被解释为类似于现代的岛弧环境，如上所述，我

国太古代基性火山岩有些与岛弧拉斑玄武岩相似，如伍宗善等（1998）论述的辽冀鲁岛弧带。但华北克拉通内分布的基性火山岩就很难用岛弧模式解释；其岩石组合、分布与地化特征又非大陆裂谷的产物，所以多用底板垫托来解释克拉通内基性火山岩的成因。垫托于地壳底板的基性火山岩和古老的片麻岩交织在一起使地壳得以增生；而由深部基性岩浆的部分融熔产生的新的花岗闪长质-花岗质花岗岩（片麻岩）又侵位到地壳中下部，和古老的片麻岩及基性火山岩一起构成了新的地壳，因此新太古基性火山岩常与片麻岩共生，表壳岩石很少，片麻岩有的比基性岩老，有的比基性岩年轻。由于垫托在地壳之下的玄武岩滞留时间较长，常常受到地壳物质的不同程度的混杂，故引起亲石元素和轻稀土的明显富集，且成分变化大。基性岩的变质热力学特征也说明了这一点，既有早期压力高，后期快速降压的顺时针 *PTt* 轨迹（翟明国等，2001；Zhao，1999）；也有早期压力较低，经升温、升压再逐渐冷却的逆时针 *PTt* 轨迹（金巍等，1996；Zhao et al.，1999），前一种分布在桑干构造带，后一种分布在陆块内部。

板块碰撞增生方式也得到更多的研究。白瑾等（1993）指出，华北古陆核边缘均有绿岩带分布（图 1-6），主要特征是：都是由镁铁质火山岩组成的上壳岩系，自下而上钙碱性火山岩增加，下部常有超镁铁岩和科马提岩，中部以长英质火山岩为主，上部出现以灰瓦质为主的沉积；一般呈线状或不规则状向形构造；变质程度深浅不一；广泛被花岗质岩石侵入改造。据此，他们划分出清原、桦甸、遵化、东五分子、阿拉善、鲁西与胶东、五台与登峰绿岩带（图 1-6），他们认为这些绿岩带为含洋壳残片的岛弧型火山岩组合，是这些古陆核在元古代时期相互通过俯冲-碰撞而拼合为统一华北陆块的记录。伍家善等（1998）提出在胶辽陆块与迁怀陆块和晋冀陆块间存在一条新太古代辽冀鲁岛弧带；随着高压麻粒岩的发现，吴昌华等（1998）、Zhao 等（1999）和翟明国等（2000）认为在华北克拉通内的东部陆块和西部陆块之间存在一条具造山性质的桑干构造带（或称中部带，图 1-8），其形成时间则有新太古代（2.65Ga）和古元古代（1.8Ga）之争。

钱祥麟、王仁民、翟明国等通过对内蒙古大青山至冀北承德及恒山、五台山一带高压麻粒岩的研究，提出了一个太古宙陆核碰撞拼合的演化模式（图 1-8）。他们认为太古宙绿岩带均发育在裂谷性质的洋盆中，由于上部巨厚玄武岩系的覆盖引起下部麻粒岩相变质；太古宙末，由于小规模热对流和重力均衡推动了绿岩带的沉没俯冲以及微地体间的对接推覆，在“缝合带”附近因局部流体造成的“高压釜”效应而引起不很连续的高压麻粒岩相变质。由俯冲到 30km 以下的绿岩中的基性成分部分熔融生成英云闪长岩浆，在上升过程中捕获包括麻粒岩在内的不同层次的包体而侵位，故高压麻粒岩既可以产于“缝合带”附近，也可以远离俯冲带。显然这里的“缝合带”与显生宙缝合带的含义不完全相同，应是陆内逆冲带。

李江海等（2006）通过华北克拉通基底构造 1：200 万编图，指出华北克拉通基底主要由大面积新太古代 TTG 杂岩及表壳岩石组成，新太古代涉及活动陆缘环境的大规模陆壳增生及不同微陆块的碰撞聚合过程，造成太古代末陆壳迅速增生和克拉通化。古元古代初期开始伸展裂解和早期盖层发育，晚期发生微陆块碰撞缝合形成超级克拉通，并在克拉通西北边缘发生强烈改造作用。1.84Ga 前后经历了一次最强烈的伸展裂解，克拉通基底强烈隆升冷却，在此基础上开始了沉积盆地的发育。

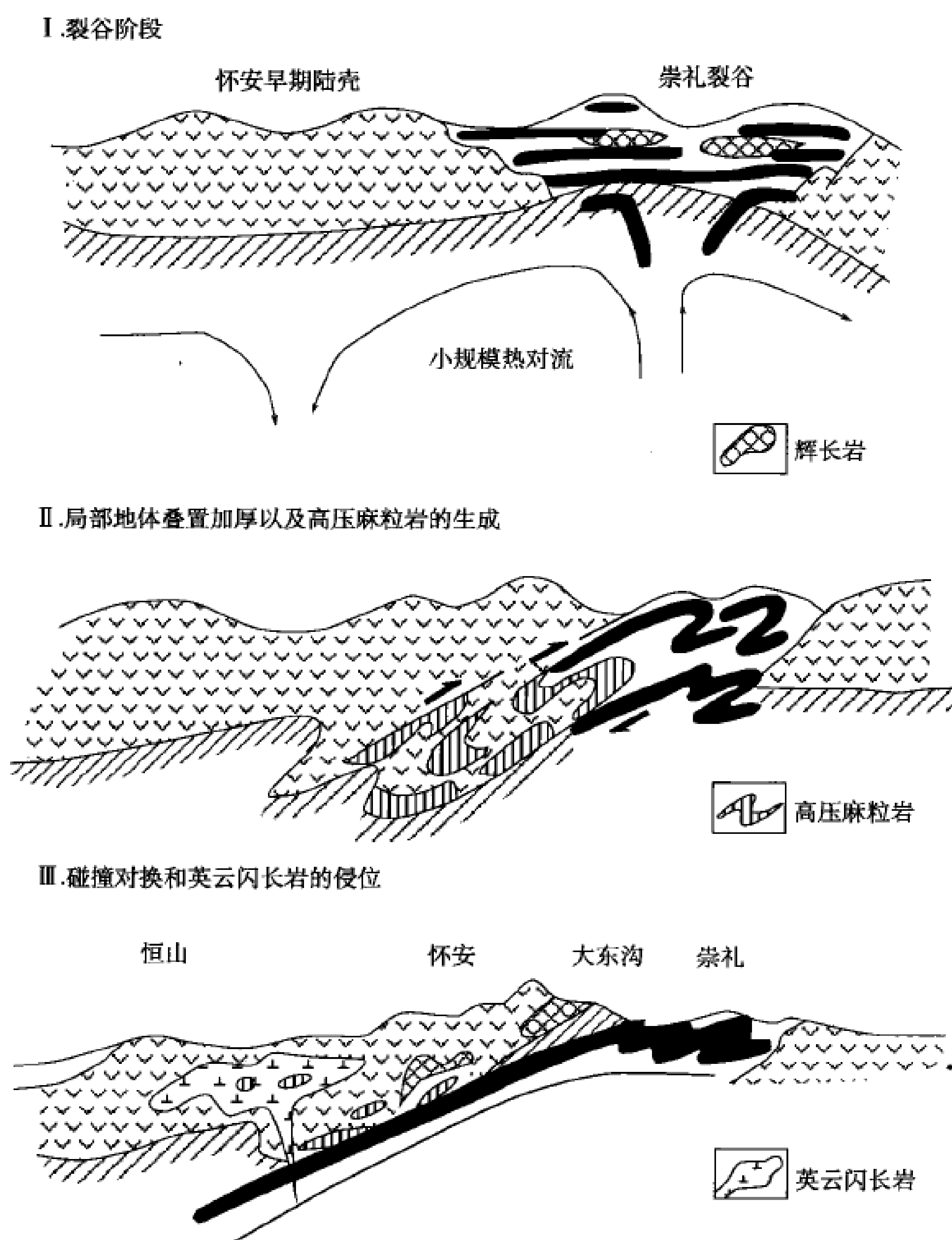


图 1-8　冀西北太古宙地壳演化模式图

（王仁民等，1994）

李江海等（2006）进一步将华北克拉通基底划分为下列构造单元：Ⅰ，内蒙古-冀北古元古代造山带（1.9～2.2Ga）；Ⅱ，集宁-吕梁孔兹岩系-S型花岗岩区（鄂尔多斯陆块）；Ⅲ，中部造山带（2.6～2.7Ga）；Ⅳ，东部陆块［辽鲁TTG杂岩带（2.6～2.8Ga）］；Ⅴ，辽吉古元古代造山带（1.9～2.2Ga）；Ⅵ，胶东-狼林陆块（图 1-9）。图中各个新太古代陆块被两条古元古代造山带（内蒙古-冀北、辽-吉）所环绕，使它们在古元代末相互拼合而成华北克拉通主体。其中鄂尔多斯陆块（西部陆块，>2.5Ga）主体呈隐伏状，在古元代以后的演化中长期保持稳定，是一个典型的古老克拉通陆块；东部陆块基底大面积裸露，残留许多古、中太古代(2.9～3.8Ga）记录，其西缘由大片新太古代花岗片麻岩-绿岩组成，可能是早期的活动陆缘；中部造山带（五台山-太行山）保留了完整的新太古代碰撞造山带和前陆盆地，遵化蛇绿岩带中保留着丰富的新太古代豆荚状铬铁矿及大洋地幔构造岩，其东缘南段的太行山还保留有被动陆缘沉积，李江海等（2004）认为其造山峰期年龄为2.50～2.52Ga，而不是Kröner等（2005）所主张的1.80Ga ±。

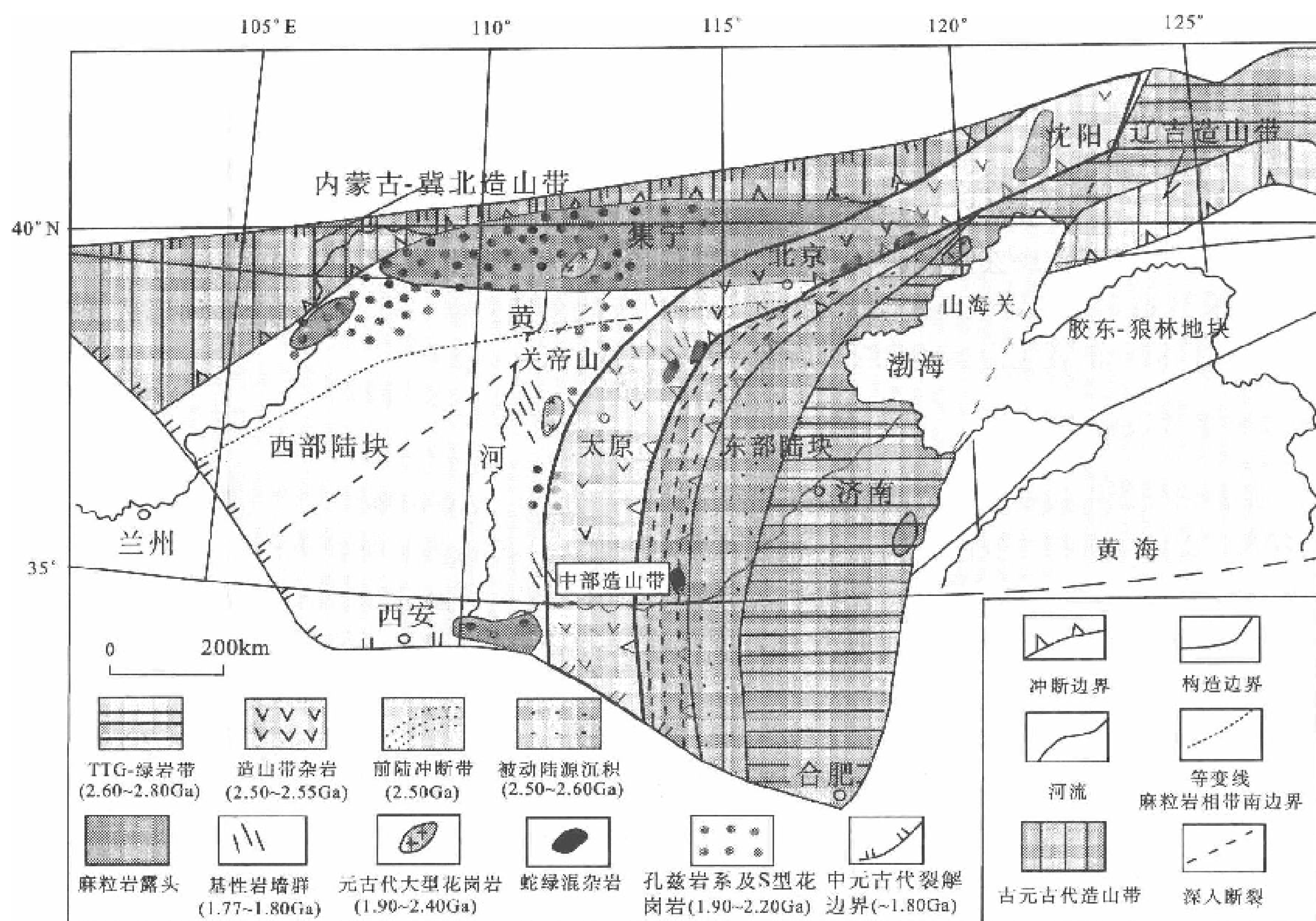


图 1-9　华北克拉通基底构造区划图（李江海等，2006）

1.3.3　克拉通的后期演化

1. 古元古代

由于五台群的重新厘定，可以认为华北陆块的主体形成于太古宙末。从元古宙开始，除有一些伸入其中的古裂陷发育外，华北克拉通地块已基本形成，周边围绕的元古宙（主要是古元古代）地层属这一时期的大陆边缘。后者指东缘的胶辽带、南缘的龙首山带和北缘的阴山带。

1）胶辽边缘

位于郯庐断裂以东，北段出露在吉南-辽东，组成岩石：下部为变质火山岩系，由中酸性火山岩、基性火山岩、泥质岩和碳酸盐岩组成，火山岩具双峰式特征；上部为变沉积岩系，由巨厚陆缘碎屑沉积和碳酸盐岩构成。这套岩石在辽东称辽河群，在吉南称集安群和老爷岭群，区域上介于辽北龙岗和朝鲜狼林两个太古宙地块之间，岩石普遍遭受角闪岩相区域变质和从平卧到倾竖多期叠加变形，伴随着早期S型和晚期I型花岗岩强烈侵入，*PTt* 轨迹表现为恒温降压-小的降温升压至增温增压-剧烈降温降压的顺时针演化规迹，这就是胶辽增生带（白瑾等，1993）。

陆松年等（1996）认为，从中元古代开始，胶南与胶东沿五莲-荣城断裂裂开，胶南在814Ma有大面积花岗岩侵入，707Ma左右沿该带胶南向北俯冲于胶东之下，形成沿俯冲带分布的榴辉岩带。他们认为胶辽增生带是古陆边缘多次再造的产物，至元古宙末才最后稳定下来，成为华北陆块东缘的镶边（图1-8）。

2）阴山陆缘带

新太古代时期，华北陆块北缘可能是一个活动陆缘，从而发育了岛弧型色尔腾山群、前陆盆地型乌拉山群和陆缘浅海型集宁群，后者为典型的富铝孔兹岩系，代表一种极稳定的构造环境。至古元古代，呼和浩特北发育的哈拉沁群（大致相当于二道洼群）为一套砂泥质富镁碳酸盐岩沉积，含大陆拉斑玄武岩，经受了中压型低角闪岩相变质；冀北一带的红旗营子群为一套火山-沉积建造，火山岩以钙碱性为主，亦经受中压低角闪岩相变质，两套岩系均形成北倾的线状复式褶皱，前者应为被动陆缘，后者具活动陆缘特征。

3）龙首山陆缘带

龙首山陆缘带包括龙首山地区和雅布赖山地区，分别以龙首山群和北大山群为代表，厚均达万米，由两个沉积巨旋回构成，下部旋回为碎屑岩夹碳酸盐岩、基性火山岩-富镁碳酸盐岩和中酸性火山岩；上部旋回为碎屑岩，夹中基性火山岩和碳酸盐岩-酸性火山岩夹碎屑岩。均经受了低绿片岩相-低角闪岩相变质作用，下部岩层混合岩化普遍，反映古元古代时期应为裂谷活动强烈的被动陆缘。

这一时期华北陆块除边缘尚处于较为活动的状态外，内部也存在一些相对活动的海槽，这就是陆内古裂陷槽。五台山地区的滹沱群、太行山区的甘陶河群、吕梁山区的黑茶山群-野鸡山群-岚河群、中条山区的中条山群及豫西的嵩山群均属于古裂陷槽沉积，代表华北克拉通早期陆内尚未完全稳定下来的陷槽。主要特征是均从底部粗碎屑到上部的泥质碳酸盐岩，构成砾岩-砂岩-泥质岩-碳酸盐岩组合，形成于滨浅海环境，所含的火山岩以大陆拉斑玄武岩为主；构造样式均为较紧闭的复式向斜；除上部的磨拉石建造外，均遭受了低绿片岩相的中-低压区域变质，局部地区达高绿片岩相到低角闪岩相变质。

2. 中新元古代

中新元古代时期，华北克拉通大部处于隆起状态，沉积仅局限于边缘及陆内古裂陷中。后者虽仍处于相对活动的状态，表现为程度不等的强烈火山活动或达数千至万米的强烈沉陷，但其岩相厚度已较稳定、变质变形轻微、非造山型斜长岩、环斑花岗岩和基性岩墙的大量出现，代表华北克拉通已进入更为稳定的发育时期。

这一时期的陆内古裂陷是古元古代裂陷的进一步演化，燕山古裂陷、熊耳古裂陷（近些年的研究认为，熊耳群的时代为古元古代，见 7.1.2 节）、贺兰古裂陷和渣尔泰古裂陷等均是如此。

燕山古裂陷是滹沱-甘陶河陷槽的进一步演化，至元古宙末才最终稳定下来。裂陷中心位于蓟县至朝阳一带，西北端伸向张家口以西，南西方向伸入太行山区，构成一种三向裂陷槽地。串岭沟组沉积时期为拗陷幅度最大时期，从串岭沟至高于庄组，沉积不断向西、向南超覆；至高于庄组沉积中期，海侵达到极盛时期，西部达五台山腹地，东部达渤海湾西侧；雾迷山期之后陷槽逐渐抬升。

熊耳裂陷也呈三向发育，以豫西熊耳山为中心，北支过中条山伸入山西绛县以北，西支伸入华山以西，南东一支至豫西确山一带。熊耳群为厚达 8000m 的钾质玄武岩-粗面岩-流纹岩，属碱性火山岩系列，SiO_2 含量具双峰式特点。早期以陆相喷发为主，中晚期海水向北推进，形成由南而北从海底喷发-海陆交替喷发-陆相喷发的火山岩相带。上覆的汝阳群到洛峪群是一

套砂、粉砂和碳酸盐岩沉积，其中汝阳群从北到南为河流三角洲-滨海砂岩、浅海台地碳酸盐岩；洛峪群在槽地边缘为陆相-滨海相碎屑岩，西南一侧则是较深水相黑色碳质板岩、硅质岩组合，岩相厚度明显垂直于槽地长轴变化（孙枢等，1985）。

贺兰与晋陕裂陷。贺兰与晋陕裂陷都是华北陆块西南边缘在中元古代时期向北伸进的一个分支陷槽，古元古代时期陆块西南缘的龙首山与北大山一带为一活动海槽环境，很可能向东到达西华山、南华山一带。中元古代时期，龙首山地区的沉积称墩子沟群，下部为变长石石英砂岩和变质砾岩；中部为硅质灰岩；上部为千枚与条带状灰岩，均为浅变质的浅海沉积，中部夹变质辉绿岩。北大山地区的中元古界为浅变质碎屑岩夹基性火山岩，向东至金川一带则以浅海碳酸盐岩为主。再向东，自贺南山南麓，经宁夏海原、甘肃平凉、陕西陇县和岐山，直到洛南，中元古界发育情况基本相同，即长城系为紫红色砂质页岩；蓟县系为含丰富叠层石的碳酸盐岩，长城与蓟县系总厚 1500m 左右，大都缺失青白口系。贺兰山地区如此，至甘肃华亭、陕西陇县地区也如此（邱树玉等，1990），仅陕西洛南一带厚度急剧增大，中新元古界可厚达 6000 余米。因此中元古代时的贺兰裂陷仅是伸入华北陆块内部的一个地堑型沉降。因在宁夏北部千里山北尚有厚 857m 的中元古界，且与桌子山岩性不同，其砂岩成熟度低，下部砾岩发育，据此汤锡元等（1992）推测当时贺兰裂陷可能与兴蒙海槽相通。

此外在彬县至宜川一带据地震资料显示，中元古界厚度在 3000m 以上，其西南延伸的麟游一带，陈景维等（1990）确定有青白口系重力流沉积，代表另一裂陷（晋陕）的位置。

华北陆块北缘可能是一个被几条古裂陷分割的隆起。阴山地区北侧发育白云鄂博群，向东可能分布到河北围场一带（化德群），岩性为厚达万米的碎屑岩类和黏土岩类，属大陆斜坡与浊流沉积。下部有碱性玄武岩-粗面岩-碱性流纹岩产出、碳酸盐岩及中基性浅成岩侵入，所赋存的含矿白云岩是由幔源热卤水与海水混合形成的火山-沉积岩。白云鄂博群的上部岩石据近些年研究可能属下古生界活动型沉积。渣尔泰海槽分布于阴山内侧的狼山至色尔腾山一带，由变质砾岩、长石石英砂岩、石英岩、白云质和碳质板岩、叠层石灰岩与白云岩组成，含碱性玄武岩-玄武粗安岩-安山岩-流纹英安岩火山岩组合，受到绿片岩相变质和三期变形，其上覆的什那干群属盖层沉积，层位可能相当于蓟县纪。

华北陆块的东缘属于被动陆缘环境，主要为陆表海潮汐沉积。在胶东、辽南和吉林南部主要发育青白口系，下部为含砾砂岩、杂砂岩、碳酸盐岩和海绿石砂岩（永宁群），上部为砂页岩夹灰岩（细河群）。在南段的徐淮地区，青白口系下部为一套红色磨拉石建造，上部为一套成熟度较高的海绿石砂页岩和碳酸盐岩建造（八公山群）。中元古代在皖中的沉积称张八岭群，下部是一套遭受绿片岩相变质的千枚岩系，属复理石沉积，上部则是变石英角斑岩及其碎屑岩，夹薄层细碧岩，具活动陆缘沉积特征，可能与秦岭宽坪海槽相连。

华北稳定盖层的形成时间从震旦纪至晚古生代，这也标志刚性古陆的最终形成时间。但当时古陆有多大尚不清楚，如有人主张华北与塔里木曾是一个统一古陆，不少人认为北秦岭的秦岭群岛弧地块来自华北陆块。900Ma 前后华北陆块周边可能有一次增生事件，主要标志是南缘宽坪群蛇绿岩及松树沟高压麻粒岩的时代为 900Ma±（张宗清等，1992；刘良等，1998），其他地方的情况尚不清楚，这次事件之后，周边及陆内裂陷均进一步趋于稳定，开始了真正刚性板块的演化阶段。

3. 显生宙

震旦纪时期，华北主体是隆起状态，沉积仅限于东缘和西南边缘，东缘为胶辽-徐淮海，吉南称浑江群，辽南称复县群和辽南群、胶东称蓬莱群（中、上部）、徐淮一带称淮阳群和淮北群（图 1-10），均属于稳定类型的砂泥质碳酸盐沉积，仅旅大与胶东一带有轻微变质，厚度在 4000m 左右。华北陆块西南缘，从贺兰山经陕西洛南至河南鲁山一带，下震旦统不发育，仅嵩山的红岭组和鲁山一带的黄连垛组的砂泥质灰岩时代可能为早震旦世，厚度仅数米。此外，龙首山地区的韩姆山群下部冰碛时代也可能为早震旦世。上震旦统罗圈冰碛分布普遍，西段在贺兰山中段出露，称正目观（镇木关）组，为厚约 250m 的冰碛砾岩和板岩，不整合在蓟县系王全口组之上，与含三叶虫、腹足类、软舌螺等化石的下寒武统含磷层呈假整合接触。豫西至洛南一带的上震旦统下部为罗圈组冰碛泥质砂砾岩、冰水含砾砂泥岩，南厚北薄（0.3～288m）；上部为非冰川成因的海相页岩、海绿石粉砂岩，厚度小于 100m。渭北麟游至礼泉县一带，在青白口系之上有一套厚达 500m 的昭陵组砾岩，据陈景维和邵磊（1990）的意见，属于上震旦统冰筏沉积。

早古生代，整个华北为地形平缓的陆表海沉积；晚古生代时期，差异活动渐趋明显；晚三叠世至新生代时期，伴随着早期的块断活动和后期的裂谷活动，形成今日所见的一系列盆地和隆起带。

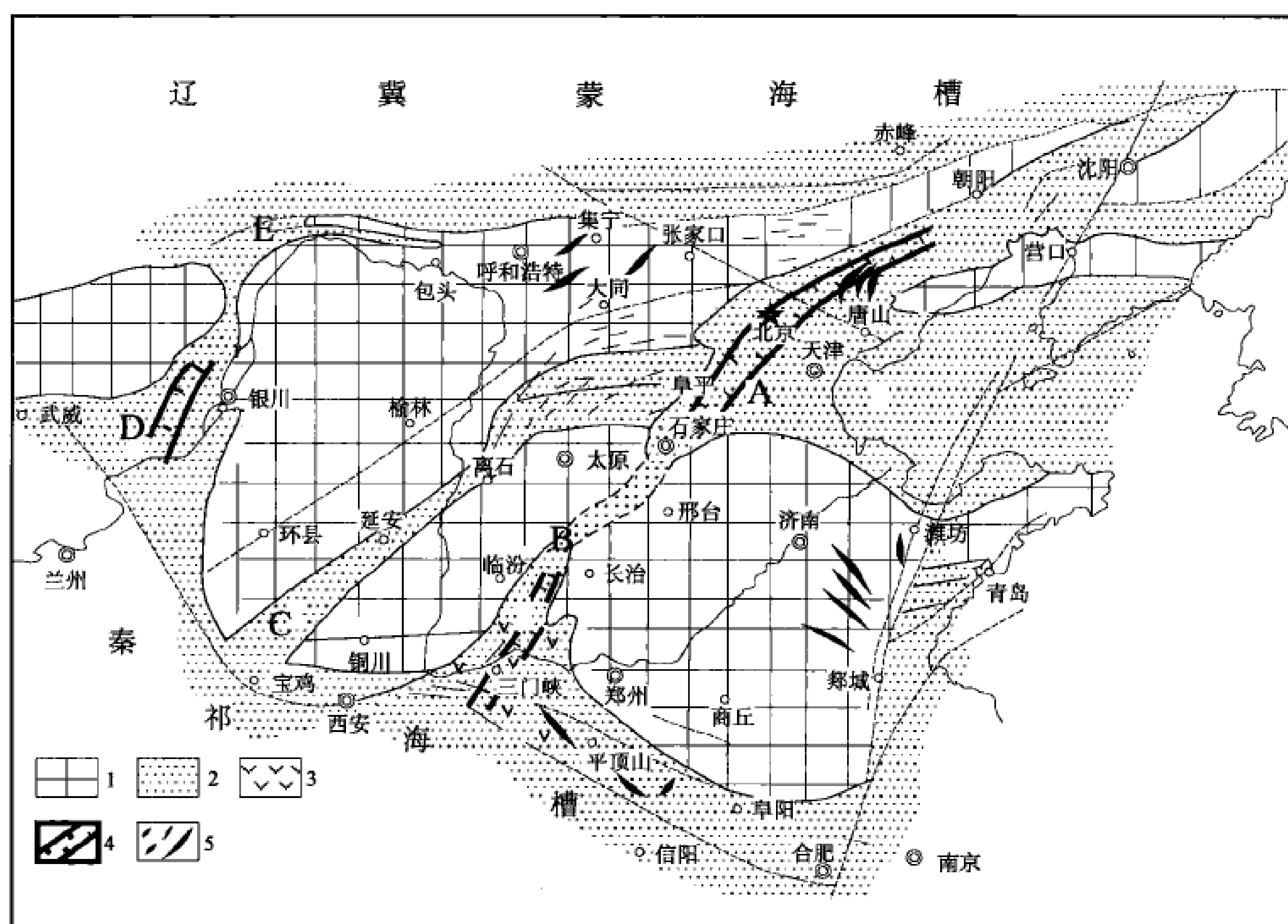


图 1-10 华北克拉通中元古代构造轮廓图

（据白瑾等，1993、汤锡元等，1992、夏林圻等，1990 编绘）

1. 古陆；2. 海域；3. 中基性火山岩；4. 裂陷轴；5. 太古宙轴向及片麻理。A. 燕山-太行古裂陷；B. 熊耳古裂陷；C. 晋陕古裂陷；D. 贺兰古裂陷；E. 渣尔泰古裂陷

1.4 古裂陷与克拉通化

有些造山带并不沿板块边缘展布，常常伸入并消失于大陆内部，这样一些造山带称为陆内造山带。它类似于早期分支地槽、盲地槽等概念。典型的有晚前寒武纪的中非加丹加和南澳大利亚的阿德莱德，古生代第聂伯-顿涅茨、加拿大西北的阿萨普斯考和科罗拉多及南俄克纳荷马，中新生代的比利牛斯等（哈茵，1981）。Hoffman（1974）把这样一些造山带称为裂陷槽（aulacogen），并认为其成因与废弃三叉裂谷的一支有关，他总结的主要特点是：①与大陆边缘横交并消失在克拉通地块内部；②产生于大陆分裂时期，演化趋势是从早期的裂谷到晚期的拗陷；③占优势的碱性火山活动；④总是伴随着地壳沉积的后期褶皱；⑤地壳增厚和正的布格异常的特殊组合。

实际上“aulacogen”一词是苏联学者沙特斯基等（Schatsky and Bogdaznoff，1960）提出的，用以表示古老的张裂运动。我国学者罗志立（1981）、马杏垣（1985）和王鸿祯（1983，1984，1986）等均对裂陷槽有进一步阐述，他们建议裂陷应仅限于大陆壳内部受拉伸裂开形成的构造，其特征是结束时无明显的构造变形。也有人主张裂陷槽是指“taphrogeny”，“aulacogen”只能音译为拗拉槽，但“taphrogeny”是裂谷（rift）现象的一般术语，因此裂陷槽还是特指“aulacogen”为宜，拗拉槽可作为同义语。

别洛乌索夫（Белоусов，1978）最早把裂陷槽作为地壳克拉通化阶段的重要构造现象来看待，他指出：“无论年青地台还是古老地台，在初期阶段，均可划分出所谓台沟阶段，出现于地台盖层形成之前。”在古老东欧地台的剖面底部，这些地堑状台沟组成规则的网格（图 1-11），一部分为 NW 走向，一部分为 NE 走向，时代为里菲期（Pt_{2-3}），它们都以不同角度切割基底构造带走向，其中为陆源碎屑岩，有玄武岩的溢出和基性层状侵入岩侵入，从文德

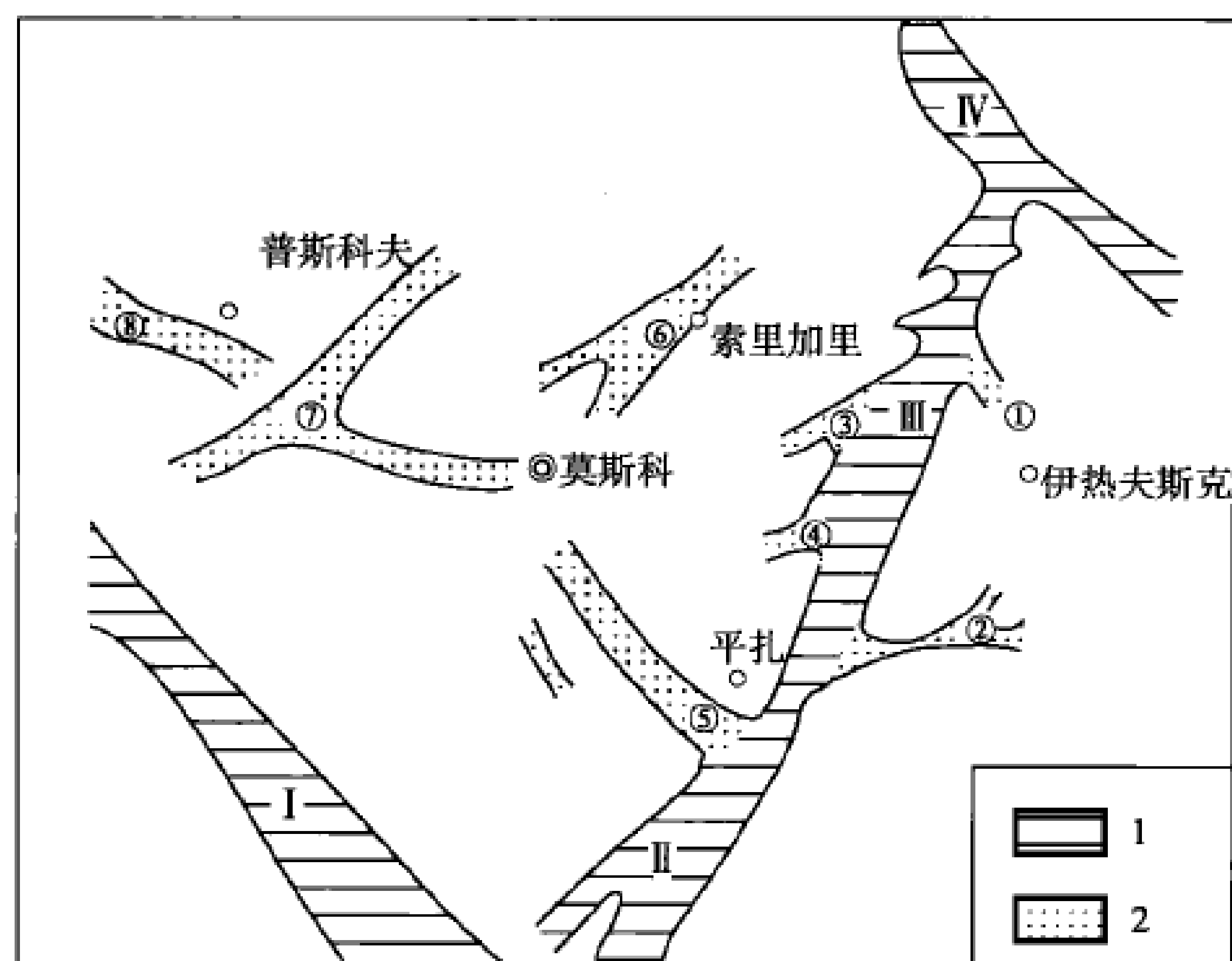


图 1-11　东欧地台基底的里菲期地堑（“台沟”）

（Белоусов，1978）

1. 一级地堑：Ⅰ大顿巴斯地堑；Ⅱ顿河，安德维吉辛茨地堑；Ⅲ卡赞，其洛夫地堑；Ⅳ提曼期前的地堑。
2. 二级地堑：①盖列茨克地堑；②舒古罗夫地堑；③雅兰地堑；④伦加地堑；⑤帕契克地堑；⑥索利加里地堑；⑦瓦尔代地堑；⑧普斯科夫地堑

纪（Z_2）起开始形成连续的盖层。他认为这是克拉通形成初期构造活动性较大的表现，地壳活动和稳定带的划分并不是绝对的，只是构造运动表现形式不同罢了。

黄怀曾等（1994）也曾提出，古元古代是裂陷槽-克拉通演化阶段，他们认为元古宙初相当部分地壳尚未达到正常稳定的厚度，故在地壳相对薄和地幔活动相对强烈的地方就发育了裂陷槽，它们具线型构造特征，常呈三叉或多叉形式，通过裂陷内物质的垂直添加，地壳厚度增加，才出现稳定的克拉通。不过他们把秦岭等都归入裂陷槽，显然他们对裂陷的理解又与上述概念有别。晚近时期的裂陷槽很容易由三叉裂谷来解释，但地壳形成早期的情况并不完全如此。以华北克拉通为例，在中元古代时期，南侧有贺兰、晋陕和熊耳裂陷槽，北侧有燕山和渣尔泰裂陷槽的发育，不能认为同时围绕华北克拉通存在多个发育三叉裂谷的分裂中心（这会导致扩张力相互抵消）。很可能的情况是，地壳克拉通化程度在平面上有别，有的地方固结硬化程度高，有些地方固结硬化程度低，后者就构成地壳中的薄弱地带。这些地带类似于人体上的穴位和关节，会长期处于较为活动的状态。它们在几何学与运动学上类似于我们一般所讲的裂陷槽或拗拉谷，但在成因和演化上却完全两样。前者是地壳固结硬化后的重新断开，后者则是地壳中的愈合带；前者与某种张裂运动有关，后者是克拉通地块中与深部物质相沟通的地带，故随着地幔分异作用的周期进行而表现出多旋回性，平静期与周边克拉通地块相似，仅活动强烈，表现为海侵发生早或沉积厚度较大；活动期呈现出类似造山带的强烈活动，这在华北地区表现得非常典型。

贺兰古裂陷一直表现为鄂尔多斯与阿拉善之间的一个堑沟（图 1-12）。在中元古代至早寒武世早期（辛集期）是一个近南北向的浅凹，以中元古界沉积为例，主要是滨浅海碎屑岩和碳酸盐岩，厚度为 1000m，明显由南侧的祁连海槽向北超覆，这一特征可持续至中晚奥陶世。中生代时期鄂尔多斯地块则明显由东而西向古裂陷倾斜。

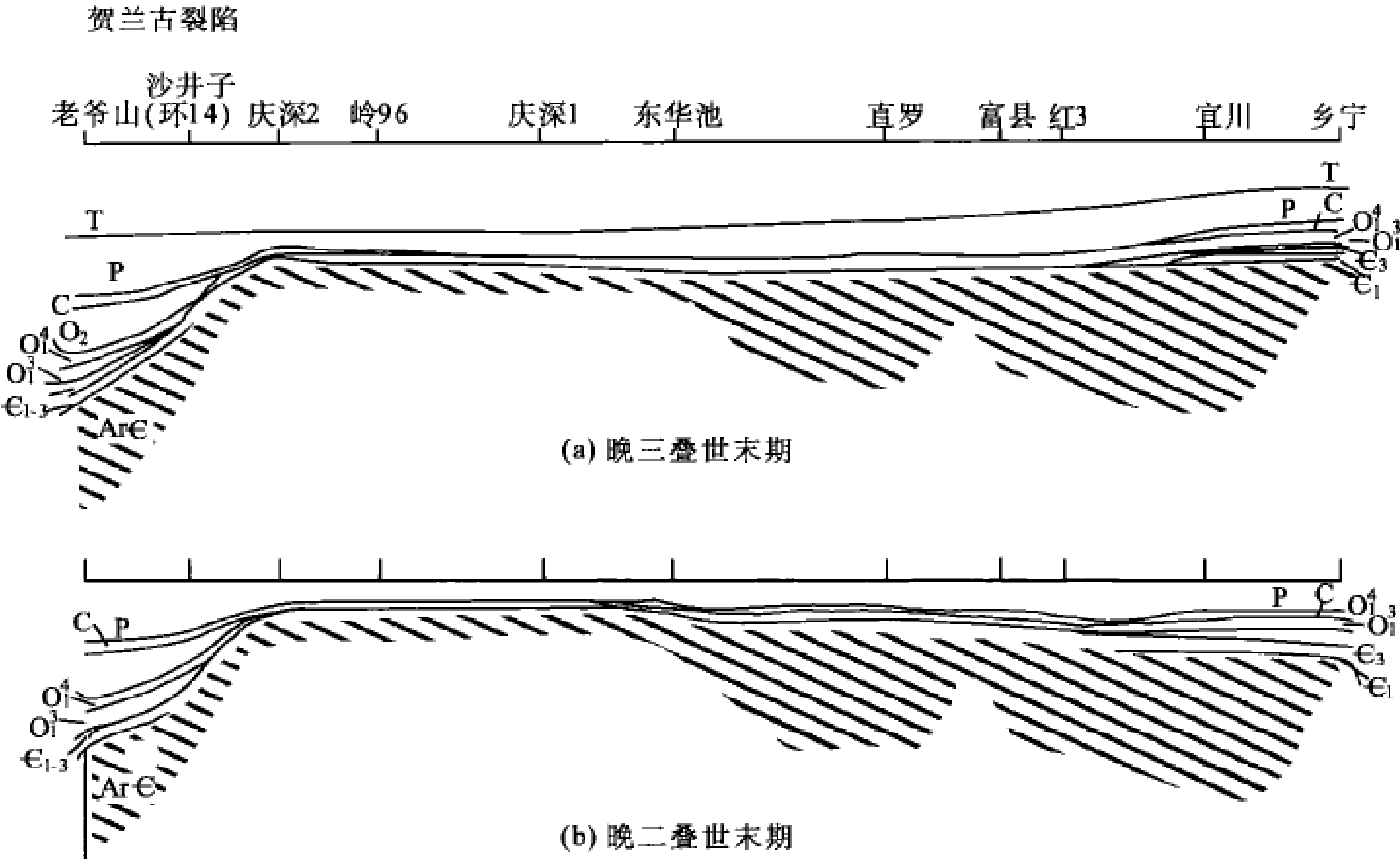


图 1-12　鄂尔多斯盆地古生代构造剖面

（长庆油田会战指挥部，1983）

奥陶纪，尤其是中奥陶世，沿贺兰山一线才表现为明显的裂谷状态，滑塌堆积、重力流和笔石页岩相沉积发育，整个下古生界的厚度也可达3000m，比相邻鄂尔多斯台地上要厚3～5倍，并伴随有局部地段的浅成侵入和中基性火山喷发。北祁连蓝闪石的年龄为440～460Ma（吴汉泉等，1990），标志祁连的主造山期在中晚奥陶世，所以贺兰裂陷的主活动期在板块聚合期而不是离散期。早-中石炭世，贺兰裂陷沉降较深的特征又比较明显，南段宁卫北山一带最大沉积厚度可达3000m，北段也可达1000m，与大部分缺失下-中石炭统的鄂尔多斯台地形成明显对照（图1-12），也比北祁连地区的沉积厚度要大。有人（汤锡元等，1992）认为它早期起因于三叉裂谷，后期（晚古生代）为碰撞裂谷。但它在中元古至古生代时期的数次裂开和隆起与祁连山造山作用虽有成因联系，但并不完全一致。

在晚石炭世至二叠纪期间为构造平静期，古裂陷与周边克拉通地块的古地理面貌完全一致，共同表现为一个南倾斜坡。但自三叠纪起裂陷逐步回返，明显的特征是在鄂尔多斯西缘形成晚三叠世山前拗陷［图1-13（a）］；侏罗纪后隆起加剧，虽无明显的变质作用，但其向东的冲断推覆作用十分强烈，形成显著的鄂尔多斯西缘冲断带［图1-13（b）］。

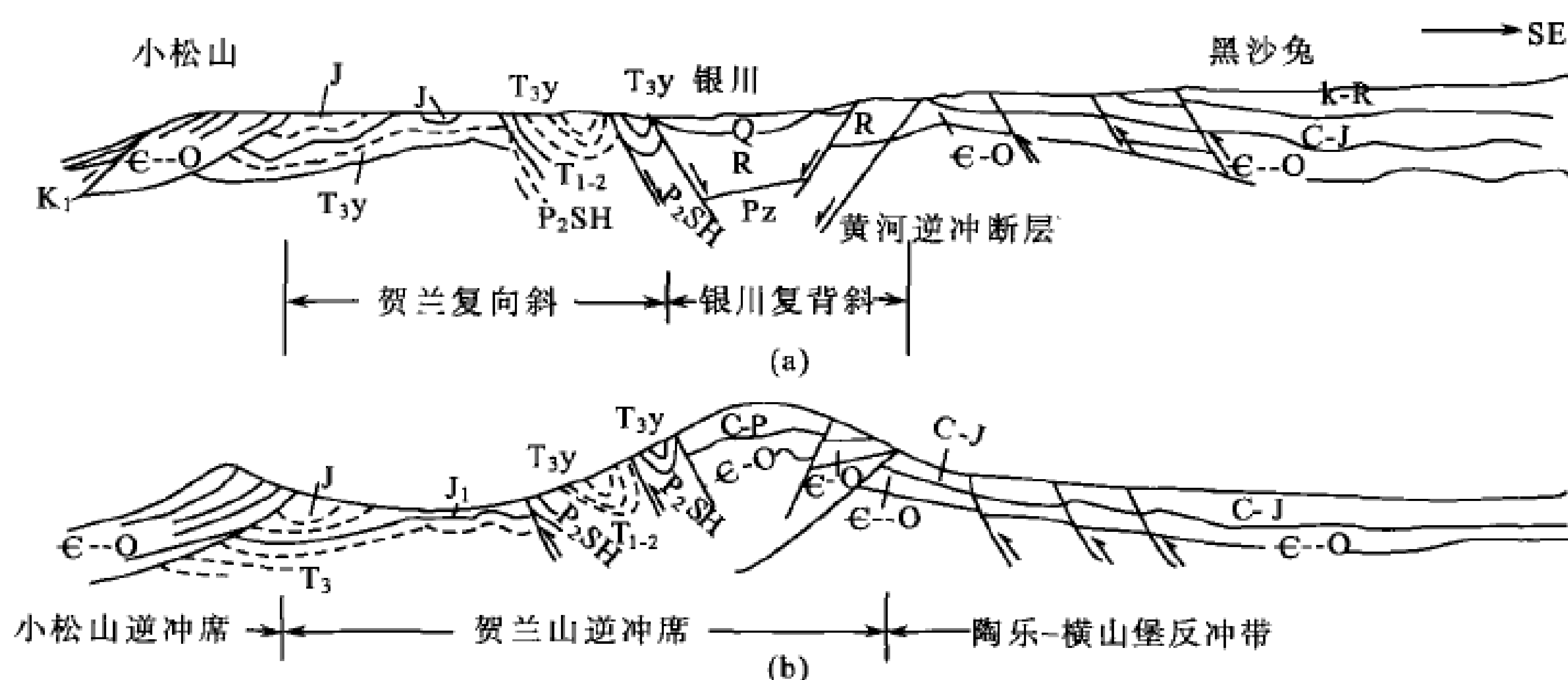


图1-13　贺兰山-鄂尔多斯西缘构造剖面示意图

（汤锡元等，1992）

（a）贺兰山-横山堡现代剖面；（b）贺兰山-横山堡前侏罗纪剖面

类似的情况也出现在燕山古裂陷地带上，这里是中新元古代强烈沉陷的地带，古生代期间古裂陷位置与周边地区的岩相厚度完全一致，但古裂陷在燕山运动期间再次复活，其火山活动与构造变形均十分强烈（见3.5.2节）。

更为明显的特征表现在鄂尔多斯周边燕山运动中期的构造变形。其东、西、南、北段都几乎同时向盆地内部推覆逆掩，规模空前（对克拉通而言），特征明显：北缘见图3-27；南缘和东缘见图3-30、图3-31；西缘见图3-32。它们不可能都起因于盆地周边同时受到挤压应力的作用，最合理的解释应当是由于盆地周边古裂陷同时活动的结果。鄂尔多斯周边的贺兰、晋陕、熊耳、渣尔泰都在燕山活动中再次复活，并向位置较低的前缘地带扩展（重力），从而造成上述同时向一个中心的推覆逆掩现象。类似的现象也出现在其相邻的燕山-太行古裂陷中。塔里木盆地的满加尔拗陷是另一个类型的古裂陷，它不仅表现为长期处于拗陷状态，从中-晚元古直至第四纪（见7.3.3节）；而且与其他拗陷不同的是，它不是发育在地幔隆起之上，而是其地幔亦处于拗陷状态，这些现象用三叉裂谷，一般裂谷都很难解释，只能认为它是克拉通内长期处于活动状态的愈合带——古裂陷。

因此，基于上述资料，我们用“古裂陷”（paleo-aulacogen）一词来表述这类构造，其主要特征是：形成于地壳克拉通化初期，后期演化具明显的多旋回性，并常表现出类似造山作用的构造变形。古裂陷带是与深地幔沟通的地壳上的薄弱带，地幔周期分异作用（轻物质上浮与重物质下沉的多次进行）是其多旋回演化的主要原因。其主要特征及与裂陷、裂谷的异同见表 1-2。

表 1-2　古裂陷、裂陷、裂谷构造特征对比表

项目	古裂陷（paleo-aulacogen）	裂陷（aulacogen）	裂谷（rift）
构造特征	①横切大陆边缘并消失于大陆内部； ②复式地堑结构	同左	位于克拉通内部或边缘
沉积特征	垂直轴向的岩相、厚度变化	同左	平行轴向
构造演化	①平静、活动多次交替的多旋回发展； ②后期常有明显的造山作用	演化多为单旋回，造山作用有或无	演化周期短
成因	克拉通地块的愈合带	废弃的一支三叉裂谷臂，是地壳固结硬化后的裂开	起因于热点活动，是地壳固结硬化后的裂开
时代	几乎都始自元古宙，延续至中新生代	多局限于中新生代	贯穿于地壳演化的始终

1.5　西域古陆的形成与演化

1.5.1　概述

西域古陆指阿尔金断裂以西，包括我国新疆及中亚在内的广大地区，大致相当于我国古代泛指的西域地区（图 1-14）。

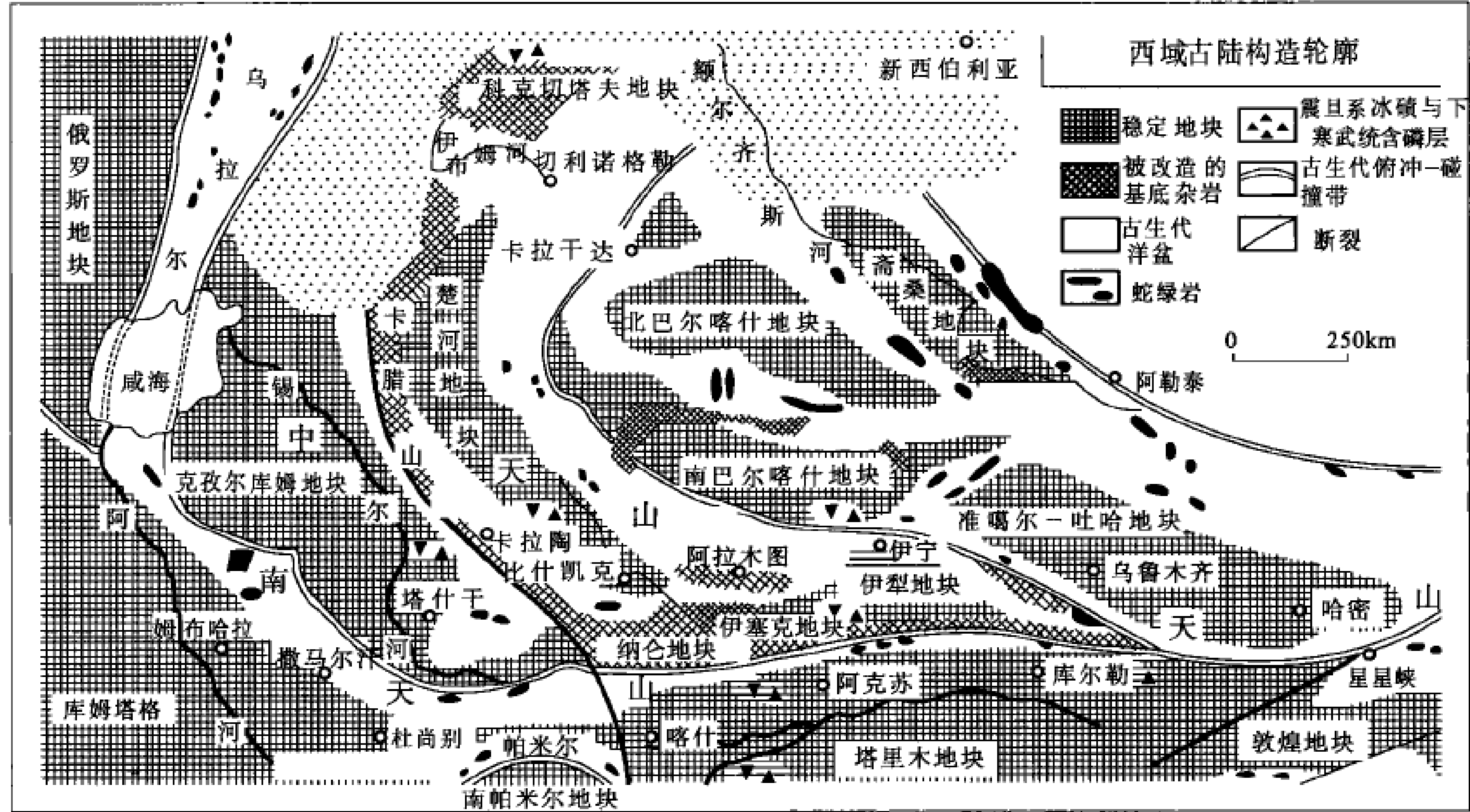


图 1-14　西域古陆构造轮廓

现已证实西域古陆的形成时代很早，塔里木盆地东北缘已证实有古、中太古代［3046～3254Ma（Sm-Nd）］托格杂岩、东南缘有新太古代［2589Ma（Sm-Nd）～2787Ma（U-Pb）］阿尔金麻粒岩相杂岩体存在，此外，中亚纳伦、伊塞克和科克切塔夫等地块也有广泛太古宙地层出露［图1-14、表1-3（见插页）、表1-4］。这些地块的发育历史相仿，主要表现为普遍而强烈的变质作用大都结束于古元古代末，中新元古代普遍发育厚层石英岩、叠层石灰岩等稳定类型沉积，程度不同地都有裂陷型火山活动，代表地壳克拉通化阶段的共同特征。仅局部地段在中新元古代期间仍处于活动状态。

各地块上普遍存在震旦系冰碛，代表古陆上统一的盖层沉积。Windelly（1977）曾指出，1000～600Ma全球有一次范围很大的冰川活动，它比第四纪、石炭纪-二叠纪的冰川范围还要广泛，很可能代表了联合古陆的存在。无论这一结论是否正确，震旦纪冰碛在西域古陆范围内普遍存在的事实说明它们当时很可能是一个统一的陆块。

在卫星磁异常图（Taylor et al.，1989）上（图1-15），中亚古陆地区均为强磁异常，这是在400km高空获得的，只有大面积存在的强磁性岩石才能成为它的异常源，如地盾、俯冲带和海底高原等，这说明西域古陆主要由古老地盾型地壳组成。据Щулупов（1985）等的测深资料，西域地区地壳平均厚32～48km；上地幔上层厚30～40km，下层厚100～150km，在下层中可划分出一个厚20～30km的低速带；袁学诚等（1991）在东疆地区作的大地测深资料也反映，软流圈仅厚5～9km，这些成果表明，西域地区是属于Mooney（1989）所称的地盾型岩石圈。

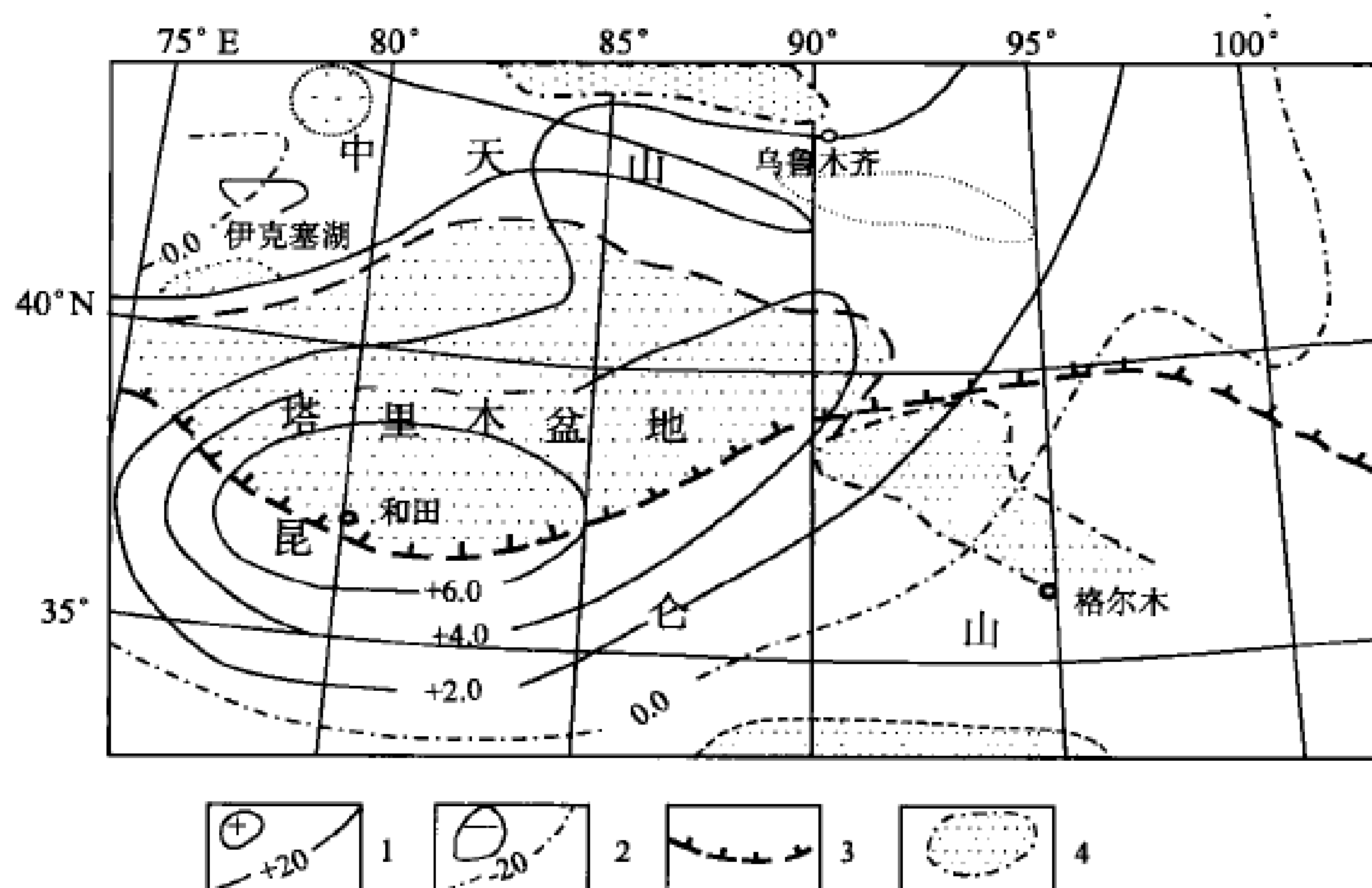


图1-15　中亚地球卫星磁异常图

（Taylor et al.，1989）

1. 正磁异常及强度（nT）；2. 负磁异常及强度（nT）；3. 青藏高原北部边界；4. 新生代盆地

古地理特征表明，震旦纪是西域古陆的形成时期，年代为720Ma的阿克苏蓝片岩（肖序常，1991），年代大于575Ma的阿尔金高压变质片岩，以及吉尔吉斯山、科克切塔夫地块中含柯石英的超高压变质岩石等，都代表保留下来的板块碰撞增生事件的遗迹。但与此同时，又是西域古陆开始解体时期，在塔北地区的震旦系中发育三层双峰式火山岩系，时代为814Ma（Rb-Sr）、750Ma和757Ma（U-Pb），这些都标志着古陆范围内因裂谷活动所导致的裂解开始。

大陆分裂至奥陶纪达到顶峰，主要板块和地块已分裂漂移开来，奠定了西域构造的基本骨架。沿中天山-卡腊山发育了一条以奥陶系为主体的海槽，将卡拉库姆-塔里木地块与哈萨克斯坦-准噶尔地块分开，其中所包含的科克切塔夫、穆云库姆、伊犁、赛里木、准噶尔、吐哈及一些更小的地块，都是不同时期被裂解出来的（图 1-14）。

这一时期在塔里木地块南缘为昆仑海槽，东昆仑西段中下奥陶统亚普恰萨依组、托克帕萨依组，及东段纳赤台群的发育就是代表。这一海槽在西昆仑及卡拉库姆地块南缘发育情况尚不清楚。其中一支沿阿尔金南缘伸入，把塔里木和柴达木分开，阿尔金隆起上保留有奥陶纪岛弧火山岩系与弧后裂谷沉积。同时在塔里木地块内部亦存在古裂陷的强烈活动，如塔东北满加尔寒武纪-奥陶纪深拗陷等就是代表。同样，这一时期的聚合与分裂仍然是同时发生的，中天山中下奥陶统岛弧火山岩系可可乃克群被富含笔石的下志留统笔石砂板岩不整合覆盖；西准和巴尔喀什地区还存在多处寒武纪-奥陶纪和志留纪蛇绿岩。

晚古生代的海槽主要发育在卡拉库姆-塔里木地块两侧。南侧的昆仑海槽，以石炭系为主体，东段广泛分布有岛弧火山岩（如托库孜达坂群、喀拉米兰河群），西段有石炭系蛇绿岩发育；板块北侧的南天山海槽以志留系-泥盆系为主体，向西延伸经阿姆河北缘、咸海与乌拉尔带连为一体，各段时代不同。南天山把中亚分成南北两个性质不同的构造区，其北侧的中天山、北天山、哈萨克斯坦-准噶尔地区，以泥盆系、石炭系为主体的火山岩系呈面状分布，包括隆起地块在内的广大地区几乎全被火山岩所占据。南侧的面貌与海槽北侧完全不同，以塔里木为例，石炭纪是岩相厚度均一的台盆发育时期。

至晚古生代晚期，各个陆块又先后拼贴在一起，奠定了今日所见的大陆基底格架。主要地区的拼贴时代不晚于中石炭世，因为二叠纪时期各地块的古磁极位置已接近。

1.5.2 早前寒武纪构造特征

西域地区多数地带太古宇与古元古界难分，古陆核的形成可能推迟到古元古代末，显著的事实是强烈、广泛的区域变质作用与混合岩化大多结束于这一时期。根据太古宇、古元古界出露情况（图 1-16、表 1-3、表 1-4），至古元古代末，西域地区已有许多稳定陆块（陆核）形成，主要有：以库鲁克塔格为中心的塔北，沿阿尔金北缘的塔东南，包括巴楚隆起、北帕米尔、西昆仑在内的塔西南，吉萨尔，里海东缘的卡拉库姆隆起，伊塞克湖地块，纳伦地块，北哈萨克斯坦的科克切塔夫地块，中哈萨克斯坦的乌卢套地块等。

以下分三个地区简述其主要地层及构造特征：

早前寒武系在塔里木-卡拉库姆地块上主要分布于：库鲁克塔格南缘、南天山南缘隆起、阿尔金北缘和杜尚别以西的吉萨尔地区；此外，北帕米尔与西昆仑中央隆起也有可能是这一古地老地块的南缘翘起部分。天山地区：主要分布于中天山的伊塞克湖周边至卡腊山隆起带上（相当于前苏联境内的中天山和北天山）。哈萨克斯坦-准噶尔地区：分布在北部的科克切塔夫地块、中部的乌卢套与准噶尔阿拉套南段。

1. 塔里木-卡拉库姆地区

1）库鲁克塔格

古-中太古界托格杂岩出露在辛格尔村南，由暗灰色角闪岩、灰色片麻岩及肉红色片麻状花岗岩组成。三者的全岩 Sm-Nd 年龄分别为 3263±129(26) Ma[$\varepsilon_{Nd}(t)$ ＝＋3.2]、平均为 3040Ma、

表1-4 塔里木–中亚南天山–帕米尔早前寒武系地层对比表

地层	塔里木(高振家等,1993;车自成等,1995)				南天山(ГуБин et al., 1983)		帕米尔(ГуБин et al., 1983)		
	库鲁克塔格	星星峡	阿尔金	铁克里克	吉萨尔西南支脉	卡拉杰根尔	北帕米尔	中央帕米尔	西南帕米尔
上覆地层	波瓦姆群(Pt_2)	卡瓦布拉克群(Pt_2)	塔普达坂群(Pt_2)	塞拉加兹塔格群(Pt_2)	C_1	锁巴达伊组(Z)	拉哈尔夫组(Z)	万奇–牙兹古列姆群(Pt_2)	Q
古元古界	兴地塔格群：含铁石英岩、石英片岩、云母石英片岩夹大理岩、变质砂岩2399m		瓦石峡群：黑云母石英片岩、黑云门角闪片岩、花岗片麻岩、大理岩(1793±270)Ma (1882.9±110)Ma	埃连卡特群：片岩、片麻岩、大理岩、石英岩	苏尔汉群：黑云母夕线石片麻岩、黑云母片岩、石英岩、角闪岩、花岗片麻岩、变中–酸性凝灰岩	绿岩组合(退化变质岩)			阿利楚尔群：石英岩、石榴石黑云母片麻岩、白云质大理岩900~1900Ma
太古宇	托格杂岩：暗灰色角闪岩、灰色片麻岩、肉红色片麻状、花岗岩3453Ma、3046Ma、(3254±108)Ma	星星峡群：片麻岩、混合岩夹大理岩(1829±143)Ma (Sm-Nd)	阿尔金杂岩：紫苏花岗片麻岩、花岗片麻岩、斜长角闪片麻岩、二辉麻粒岩、石榴石二辉麻粒岩、斜长角闪岩2589.37Ma (2787±151)Ma	喀拉喀什群：二云石英片岩、斜长片麻岩夹蚀变流纹岩	拜松群：以片麻岩和结晶片岩为主，地层变质程度和卡尔姆、桑吉卡尔岩系类似(1200±800)Ma 1239Ma、1400Ma、1465Ma、1756Ma	卡尔姆群、桑吉卡尔群：石榴子石、堇青石花岗片麻岩、粗粒大理岩、厚层状含石榴子石和堇青石花岗伟晶岩390Ma、260~320Ma、2600~3000Ma	鲍尔什特群：结晶片岩、片麻岩、大理岩、石英岩	木兹高尔岩系：核部为花岗片麻岩、向外为大理岩、辉石角闪岩、绿帘石–辉石、石榴黑云母片麻岩和片岩(未见底) 1500~1900Ma	莎赫达尔群：片麻岩、角闪岩、大理岩1950~2500Ma;(950±30)Ma高兰群：细晶质斜长花岗片麻岩、大理岩、石英岩、角闪岩、榴辉岩等。2130Ma、2700Ma霍罗格群：以角闪质片麻岩、混合岩为主夹角闪岩块、变质超基性岩和榴辉岩2400~2700Ma、2600~2750Ma、[3035~3060±(300~400)]Ma

注：- - - - 平行不整合；〰〰 角度不整合；═══ 断层接触。

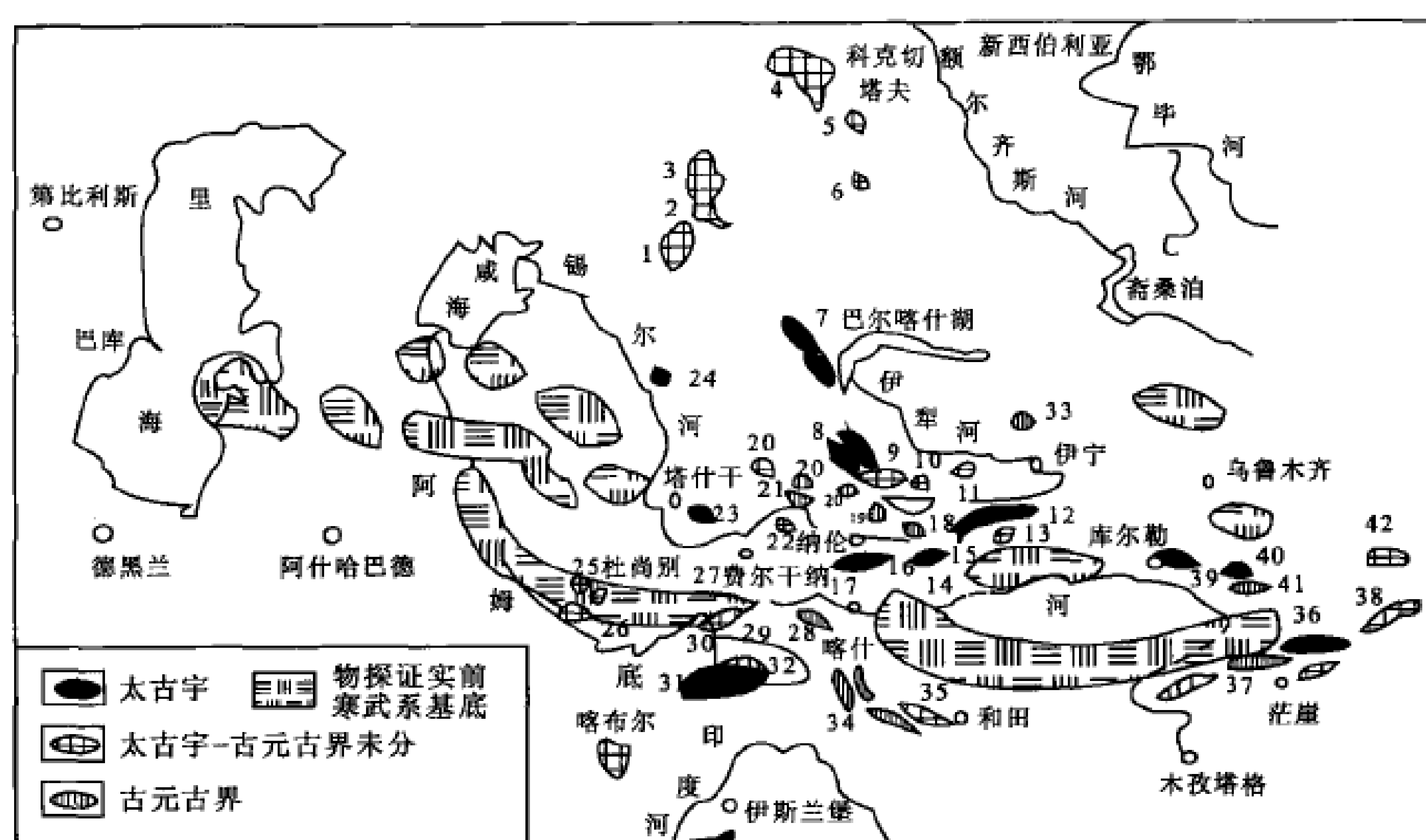


图 1-16 中亚-中国西北地区太古宇-古元古界露头分布

资料来源：同表 1-3

1. 卡尔萨克巴依（Карсакпаи）；2. 乌卢套（Улутау）；3. 阿尔干拉特（Арганаты）；4. 科克切塔夫（Кокчетав）；5. 耶列明套（Ерементау）；6. 奥萨卡诺夫卡（Осакаровка）；7. 安拉哈依（Анрахаи）（Ar?）；8. 肯德克塔斯（Кендыктас）；9. 阿克丘兹-鲍奥尔金（Актюз Бооднин）；10. 外伊犁（Заилий）；11. 伊塞克（Иссыкуль）；12. 阿克什伊拉克（Акшиёрак）；13. 木扎尔特（Музарт）；14. 乌兰（Улан）；15. 阿尔卡尔（Аргал）；16. 小纳伦（Молонарын）；17. 阿特巴什（Атбаш）；18. 萨雷布拉克（Сарыбулак）；19. 高奇高尔（Кочкор）；20. 马克巴尔（Макбал）；21. 苏梅萨尔-准噶尔（Сусамыр Джунгал）；22. 塔赫塔雷克（Тахталык）；23. 卡桑（Касан）；24. 别萨兹（Бессаз）；25. 吉萨尔西南支脉（Юро западные отроги）；26. 库吉坦格（Кутитанг）；27. 克拉杰根（Краатегин）；28. 木兹高尔（Музкол）（中帕米尔）（Pt_1?）；29. 什巴特（Шипад）（中央帕米尔）；30. 鲍尔特什（Борщит）（Pt_1?）；31. 西南帕米尔；32. 阿利曲尔（Аличур）（Pt_1?）；33. 温泉；34. 西昆仑中央隆起；35. 铁克里克；36. 阿尔金北缘；37. 阿尔金隆起；38. 敦煌；39. 且干布拉克；40. 辛格尔；41. 兴地塔格；42. 星星峡

3046Ma，[$\varepsilon_{Nd}(t)$ ＝＋1.9]。三者的关系是：角闪岩以包体、残留体形式存在于灰色片麻岩中，片麻状花岗岩则呈侵入体产状。这套岩石向西可到库尔勒附近，在铁门关一带测得角闪石残留体 Sm-Nd 年龄为 3254±108Ma（胡霭琴，1990）。

新太古界出露于且干布拉克一带，由角闪岩、斜长角闪岩、闪长岩及混合岩化斜长角闪岩、混合岩组成，其中混合岩化斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 2453Ma，$\varepsilon_{Nd}(t)$ ＝＋2.02。

古元古界兴地塔格群以巨厚的陆源碎屑岩和碳酸盐岩沉积为主，火山岩及火山碎屑岩仅发育在局部地区，变质程度多为低绿片岩至低角闪岩相，局部混合岩化强烈。在辛格尔村南它不整合在托格杂岩之上，其白云母石英片岩的全岩 Pb-Pb 等时线年龄为 2399Ma（高振家等，1993），混合花岗岩中锆石 U-Pb 年龄为 1972± 12.1Ma；花岗闪长岩和斜长角闪岩、石英闪长岩中锆石 U-Pb 年龄分别为 1920Ma、2100～2300Ma、1800Ma。

2）星星峡

塔里木板块东北缘的星星峡地区，长期以来多数人的意见认为它属于中天山中央隆起带的东延部分（罗发祚，1989）。但也有不少人指出，它属于塔里木地块的北缘翘起部分（徐新和江远达，1990），马瑞士等（1993）则指出它是塔里木地块离散出来的一个由前寒武系组成的

地体构造。这里的前寒武系星星峡群出露在星星峡至尖山子一带，在红柳井子东北 10km 处，主要岩性为片麻岩、混合岩夹大理岩，其上被中元古界卡瓦布拉克群白云岩、大理岩与变砂岩整合覆盖，胡霭琴（1990）测得的全岩等时线年龄数值为 1829Ma，$I_{Nd}=0.51050\pm12$，$\varepsilon_{Nd}(t)=+4.5\pm0.4$，说明这套岩石的母源来自亏损的地幔，其形成年龄应为古元古代。但也有人根据星星峡群中 1400～1900Ma 的锆石 U-Pb 年龄和大理岩中产 *Colonnella conophyton* 叠层石推断星星峡群属中元古界（高振家等，1993）。

3）阿尔金

阿尔金是一条被多期板块俯冲-碰撞改造的构造带，后期又因走滑活动曾有 400km 以上的位移，是否能代表塔东南基底尚不清楚（见 8.5.5 节），这里暂作塔东南基底考虑。

出露于阿尔金构造带西北边缘的一套变质岩系前人称阿克塔格群（青海区测队，1986）或达格拉克布拉克群（新疆区测队，1981）。主要由麻粒岩相长英质片麻岩（紫苏花岗片麻岩、花岗片麻岩和斜长角闪片麻岩）、基性麻粒岩（二辉石麻粒岩、石榴子石二辉麻粒岩）和斜长角闪岩（化学成分上具典型太古宙科马提岩特征）组成。本书将这套岩石称作阿尔金杂岩。

对阿尔金的古元古界未做过详细工作，区内存在一套由黑云母石英片岩、黑云母角闪片岩、花岗片麻岩、大理岩组成的地层，可能相当于古元古界，出露于阿尔金杂岩以南，以若羌至且末山前地带出露厚度最大，前人多划分为长城系或蓟县系。但我们分别于东段拉配泉和西段苏沃什杰两地获两组玄武岩的等时线年龄，分别为 1793Ma（Sm-Nd）和 1882.9Ma（Rb-Sr），源岩为玄武岩-粗安岩-英安岩-流纹岩组合，具双峰式组合特征（车自成等，1995）；证明区内确有古元古界地层存在，可暂命名为米兰河群。

4）铁克里克

出露于塔西南隆起（铁克里克）上的喀拉喀什群，主要由二云石英片岩和斜长片麻岩组成，夹蚀变流纹岩；上覆埃连卡特群，主要为绢云绿泥石英片岩，夹石英岩、大理岩、含铁石英岩、千枚岩等。因在埃连卡特群上覆的塞拉加兹塔格群中发现长城期叠层石，并获得 1764Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄，所以上述地层被认为属于古元古界。

5）西昆仑

出露于西昆仑中央隆起上的一套中深变质岩系，下部称布伦阔勒群，为一套浊积岩和中基性火山岩，变质普遍达角闪岩相；上部不整合上覆着公格尔山群，后者由石英岩-大理岩-角闪岩-变粒岩组成，因二者与中-新元古界含叠层石的地层有原则区别，一般认为属古元古界。

6）北帕米尔

出露于北帕米尔的一套变质岩系被称为鲍尔什特群（Боршит），其下部为角闪岩、黝帘-角闪石钙质片麻岩，夹黑云母片麻岩和大理岩；中部为黑云母、石榴子石黑云母、十字石-石榴子石-黑云母、黑云-辉石片麻岩与结晶片岩互层；上部是大理岩和石英片岩，其上被文德-下古生界（?）的伯斯哈尔组（Висхар）以角度不整合覆盖。该套地层的时代尚没有同位素年龄资料证实，据 Ахмеджанов 等（1982）的意见，把它置于太古宇-古元古界。

7）中央帕米尔

中央帕米尔地区的木兹高尔群（Музкоп）出露于喀拉湖南，它呈穹隆状出露于不同变质

程度的中-新生界地层中，核部为花岗片麻岩，向外是由钙质-白云质大理岩、石榴子石-黑云母、辉石-角闪石、绿帘石-辉石片麻岩和片岩、变辉绿岩、钠长斑岩等组成。变质辉长岩的 K-Ar 年龄为 1500～1900Ma（Агеева 和 Дмитриев，1976），可能属于古元古界。

木兹高尔群围岩的 K-Ar 年龄集中在 10～40Ma。

8）吉萨尔地区

吉萨尔地区的早前寒武系地层主要在吉萨尔山脉东端的卡拉杰根（Каратегин）和吉萨尔西南支脉（Юго-западные отроги Гиссара）、库吉坦格（Кугитанг）地区。

卡拉杰根地区的早前寒武系地层主要由含石榴子石、堇青石的花岗片麻岩、黑云-石榴片麻岩、粗粒大理岩、厚层状石榴子石和堇青石花岗伟晶岩，夹少量黑云母片岩组成，分别被称为卡尔姆（Гарм）群和桑吉卡尔（Сангикар）群。其全岩等时线年龄为 2600～3000Ma（Хорева，1975），它们构成了卡拉库姆地块（Гарм）的新太古代结晶基底。此外，在该区出露的一套绿片岩相变质岩石被认为是属于古元古界地层。

吉萨尔西南支脉的早前寒武系地层被划分为拜松群（Гансунтау）和苏尔汉（Сурхантау）群，它们组成了拜松地块的早前寒武系结晶基底。拜松群的岩性主要为堇青石-夕线石-黑云母片麻岩、石榴子石-黑云片麻岩、片岩，夹石英岩和大理岩。其下部地层的源岩为粉砂质沉积岩，上部为复理石，基性和酸性火山岩建造所占比例不大。由于拜松群的岩相与卡拉库姆群、桑吉卡尔群类似，一般认为它属于新太古界。

苏尔汉群的岩性主要是黑云母-夕线石片麻岩、黑云母片岩、石英岩、角闪岩、花岗片麻岩、变中-酸性凝灰岩。沉积岩在其源岩中占 80%以上，但泥质沉积明显比拜松群少，在剖面上部有中酸性火山岩。据 Амеджанов 等（1982）的意见，把它归入古元古界。

此外，土库曼中央的卡拉库姆地区、塔里木盆地主体、准噶尔盆地等都已经测深资料证实，其盆地基底多处由早前寒武系深变质地层组成（图 1-15）。

2. 天山地区（表 1-3、表 1-4）

天山地区已经确认的早前寒武纪地层主要出露于天山西段的吉尔吉斯境内，我国境内阿克苏以北的南天山边缘亦有小片出露。由于各国对天山构造带的划分不同，中国的中天山进入西邻国家以后被一分为二，南带仍称中天山，北带则称北天山。但这里的北天山与我国北天山是完全不同的两个概念，我国的北天山带大概沿赛里木湖以北东延出国境。

天山西段的早前寒武系分四种岩石组合，大致以伊塞克湖为中心，外圈主要分布的是太古宙角闪质片麻岩系，局部含榴辉岩包体，有两带，北带沿阿拉木图以南的吉尔吉斯山脉北缘出露；南带沿纳伦盆地南缘出露，过塔拉斯-费尔干纳断裂后，出露于费尔干纳盆地北缘的卡桑地块上。内圈主要分布的是上、下吉尔吉斯群：下部为片状榴辉岩组合，上部为变沉积岩组合，可从中吉边境断续延伸到哈萨克斯坦境内的卡腊山隆起上。此外，在楚河以北的隆起上，以变基性岩组合为特征的早前寒武纪地层出露范围亦比较大（图 1-15、图 1-16）。

1）阿克什伊拉克

位于普热瓦利斯克市东南侧的中天山地区，这里的太古宇地层在古流河谷有广泛的出露，被称之为古流群（Куилю），主要由混合岩、角闪岩、片麻岩、大理岩和少量石英岩组成，其中角闪片岩的锆石 $^{206}Pb/^{207}Pb$ 年龄为 2610Ma、2570Ma、（2565±15）Ma、（2540±20）Ma 等

(Киселев，1993)。因此，该套地层属于太古宇，到目前为止，这是整个天山地区所发现的最古老的地层。

2）卡桑

位于中天山恰特卡尔山脉内部的卡桑河谷中，这里前寒武系地层被划分为六个岩系（свита）：杰列克萨依（Терексаи，Ar-Pt_1）、谢米兹萨依（Семизсаи，Pt_{1+2}）、阿尔马雷布拉克（Апмапыбулак，下一中里菲）、卡拉杰列克（Каратерек，中里菲）、乌从布拉克（Узунбулак，上里菲）和绍尔舒伊（Щорашуи，文德系）岩系。杰列克萨依岩系主要由片麻岩、混合岩、石榴子石-黑云-石英片岩和粗粒大理岩夹石英岩、榴辉岩组成。由于其岩相与比什凯克以南的阿克丘兹群（Актюз，Ar）相当，目前把它置于太古宙-古元古界（Алтухов，1993)。

3）阿特巴什

位于纳伦盆地西南方，这里的早前寒武系地层被称之为阿特巴什岩系（Атбаш），岩性为石榴子石-白云母-钠长石、角闪石-钠长石片岩和片麻岩，碳酸盐质、钠长石质片岩，夹大理岩、石榴子石角闪岩和榴辉岩透镜体。对该岩系的时代问题争论较大，其原因是：①在该岩系大理岩化灰岩透镜体中发现了志留纪的海绵骨针化石；②曾获得角闪岩的K-Ar年龄1100Ma、(567±7) Ma和568Ma（Бакиров，1978)；③在附近的志留系陆源沉积中常含有该岩系的钠长石-白云母片岩碎屑。这里根据Алтуов等（1993）的意见，仍把它归入太古宇。

4）阿克丘兹

位于比什凯克以南的北天山，这里的太古宇地层分别被称之为阿克丘兹群（Актюз）和吉明群（Кемин），主要由混合岩、石墨片岩、大理岩、片麻岩、角闪岩和变基性岩组成，夹榴辉岩。阿克丘兹群片麻岩锆石α-Pb年龄为2780Ma，退变质年龄为1820Ma（Бакиров，1978；Бакиров，Коропев，1979)；斜长片麻岩锆石$^{206}Pb/^{207}Pb$年龄1430、(1720±20) Ma，钾长片麻岩$^{206}Pb/^{207}$年龄为572、(560±11) Ma（Киселев，1993)。吉明群混合岩锆石α-Pb年龄2550Ma，片麻岩年龄2050Ma、1960Ma，1730Ma、1630Ma（Бакиров，1978；Бакиров，Коропев，1979)。

5）吉尔吉斯山脉

这里的早前寒武系地层称吉尔吉斯群（Киргиз），岩性为片岩、透镜状石榴子石角闪岩，夹榴辉岩（未见底）。其结晶片岩中锆石$^{206}Pb/^{207}Pb$年龄1880Ma、2020Ma，石英岩年龄2020Ma（Хапипов，1993)；石英岩中锆石α-Pb法年龄2270Ma、1840Ma（Бакиров，1978；Бакиров，Коропев，1979)；片岩中锆石Pb等时线年龄（2100±100）Ma（Кпипенштин)，石英岩中锆石Pb等时线年龄2100Ma（Ефимов；锆石$^{206}Pb/^{207}Pb$法)。因此，其时代主要属于古元古代，下部可能属太古宙。

3. 哈萨克斯坦-准噶尔地区

主要出露于中央哈萨克斯坦和东哈萨克斯坦两个地区，后者在我国境内一段称为赛里木湖地块，早前寒武系地层出露在它的北沿，称温泉群。中央哈萨克斯坦地区的早前寒武系地层被划分为泽林吉群（Зерендин)、达乌列特岩系（Даулет，Ar）和鲍诺夫群（Боров，Pt_1)。

1）准噶尔

温泉群仅出露于我国温泉县南西一带，西延进入哈萨克斯坦境内分布面积较大。据吴文奎等（1990）资料，由下而上分为三个岩组，下部为片状角闪岩和角闪云母片岩，混合岩化强烈；中部主要为灰岩、大理岩；上部中厚层状石英岩、云母石英片岩，常含夕线石、蓝晶石等变质矿物。显然主要为一套砂泥质及碳酸盐岩沉积，下部夹基性火山岩。董新等曾测得侵入其中的花岗岩年龄（U-Pb）为1800Ma，胡霭琴用细粒角闪岩、角闪石英片岩、眼球状花岗质片岩三个样品，测得Sm-Nd等时线年龄为1727Ma，δ_{Nd}（t）＝＋5.8，模式年龄TDM为1860～2030Ma，故温泉群应相当于古元古界。

西延入哈萨克斯坦境内称准噶尔阿拉套考查哲开里背斜，这里地层可分为四套，由下而上，古元古界片麻岩-混合岩系（萨雷查本系）；下-中里菲期石英岩-片麻岩（乌谢克系），白云岩-灰岩（苏克吐系），碳质岩、碳酸盐岩-片岩（哲开里系）；上里菲-文德系由石英岩、砂岩、千枚岩、白云岩、冰碛组成（推时勘系）；上覆寒武系-奥陶系碳质片岩、硅质岩、细碧岩（库萨克系），上述剖面与我国赛里木湖地块大致相当。

2）巴里坤地区

出露于巴里坤盆地北缘的荒草坡群是东准噶尔地区唯一的一块较老地质体，主要由碎屑岩夹碳酸盐岩构成，目前确定荒草坡西侧庙沟口一带含大量三叶虫、腕足类的凝灰质砂岩为奥陶纪；东侧小柳沟一带含横板珊瑚、苔藓虫的杂色粉砂岩为下志留统；原荒草坡群中富含腕足类、双壳类与植物化石的碎屑岩应属泥盆系-下石炭统（刘冠邦，1990）。但1989年张以熔等在荒草坡群下部的浅肉红色花岗岩中获单颗粒锆石铅同位素蒸发年龄为1908Ma，1996年胡霭琴等又在下马崖南、荒草坡东延的小石泉原下石炭统牙曼苏组和中石炭统居里得能组获670±81Ma（2δ），$\delta_{Nd}(t)$ ＝＋3.6±0.2的Sm-Nd全岩等时线年龄。小石泉变质岩系由夕线石、石榴子石、黑云母、二云母等石英片岩及片麻岩、变粒岩组成，证明哈尔里克背斜核部有前寒武系存在。此外，张以熔等（1989）在准噶尔清水泉和卡姆斯特的阿勒安道群中，发现上震旦统-下寒武统小壳化石群分子（如 *Phylocorpus*，*Retichlafopora*，*Asteropyla* 等），都证明东准噶尔与哈密盆地的基地也比较古老。

3）科克切塔夫地区泽林吉群

主要由云母片岩组成，夹石英、紫苏麻粒岩、榴辉岩、石榴岩、大理岩、角闪岩，常含夕线石、石榴子石、堇青石、透辉石、蓝晶石、刚玉、角闪石等矿物。近年来还在该群的变质沉积岩（碳酸盐岩和泥质岩）的石榴子石、锆石和辉石类矿物中发现了大量的微粒金刚石包裹体，但榴辉岩中目前还没有发现微粒金刚石。

榴辉岩由镁铝榴石、铁铝榴石、绿辉石、石英和金红石组成，呈许多带状层混杂在片岩之中。石榴岩的含量明显少于榴辉岩，它与榴辉岩在同一层产出，由石榴子石（镁铝榴石30%，铁铝榴石58%，钙铝榴石9%）、石英和金红石组成。石榴岩在局部地带过渡为角闪岩。榴辉岩中Pb等时线年龄为700±60、600±50Ma，苦闪橄榄岩为3650±200Ma（Соботович and Гращенко，1965）。据Касымов等（1993）的意见，泽林吉群属于太古宇。但近来也有人认为含微粒金刚石岩石的原岩形成于新元古代，并在525±10Ma（中寒武世晚期）时遭受了板块碰撞带的超高压-高压变质作用（Dobretsov and Zhang et al.，1996）。

4）达乌列特岩系

主要为暗色-砖红色红柱石-石榴子石-黑云母片岩（有时含斜长石），夹多层大理岩。云母片岩与大理岩经常呈韵律互层，所有岩石中均含有少量石墨和铁的硫化物（主要是磁黄铁矿）。该岩系中不含榴辉岩。20世纪70年代曾把该岩系作为泽林吉群的一部分看待，但现在倾向于把它独立出来，其归属尚未有定论。这里采纳 Касымов（1993）的观点，将它视为有问题的太古宇。

5）鲍诺夫群

主要是变质英安-玄武岩组合：下部是变质流纹质、流纹-英安质（少量基性）熔岩及其凝灰岩，上部是基性玢岩，较少量的安山质玢岩。在整个剖面中都夹绢云-绿泥-斜长-石英片岩、千枚状碳质片岩、白云岩、绿片岩、细粒石英岩等。变质熔岩和凝灰岩中锆石α-Pb 年龄 850Ma（Краснобаев，1972），$^{206}Pb/^{207}Pb$ 等时线年龄 1000Ma（Бибикова，Тугаринов）。这里采用 Касымов（1993）的意见，把它置于古元古界。

6）乌卢套地区

乌卢套地区的早前寒武系地层是别克吐尔干群（Бектурган）、阿拉尔巴伊群（Арапбаи）、卡尔萨克巴伊群（Карсакпаи）和马伊丘比群（Маитюб）。

别克吐尔干群的上部是云母斜长质和斜长石英质片岩；中部云母斜长片麻岩，常含角闪石和石榴子石；下部主要是角闪岩。在该群的最下部有一套片麻岩、变粒岩，可能属于泽林吉岩群。Касымов（1993）认为该群属于太古宇。

阿拉尔巴伊群由很厚的变质火山-沉积岩组成：绢云母-绿泥石-钠长石石英片岩、千枚岩、大理岩、变质的流纹岩、钠长英安质、角斑岩质凝灰岩和熔岩，局部夹含铁石英岩（含铁达15%～20%，0.5～1m 厚）。由凝灰岩变质而成的片麻状云母-钠长石片岩的锆石α-Pb 年龄为（760±80）Ma、（800±80）Ma、（910±90）Ma 和（1220±150）Ma（Краснобаев，1972）。

卡尔巴克萨伊群以角度不整合盖在阿拉尔巴伊群之上，其下部由玄武岩、安山-玄武岩和它们的凝灰岩变质而成的绿片岩组成；中部为石英-绢云、绿泥-石英-绢云母千枚状片岩、含铁石英岩、大理岩；上部有砾岩和变流纹质凝灰岩。下部变质熔岩和凝灰岩中锆石α-Pb 年龄为（625±60）Ma，与其相当的什伊金群（Жиидин）片岩中锆石α-Pb 年龄为（1215±100）、（1330+100）Ma，侵入其中的花岗岩年龄从（1100+100）到（1350+120）Ma（Краснобаев，1972）；侵入该群的霞石正长岩中锆石$^{206}Pb/^{207}Pb$ 等时线年龄为（690±110）Ma（Касымов，1993）。

卡尔巴克萨伊群被马伊丘比群覆盖，后者主要为变质流纹质熔岩和其凝灰岩，夹石英岩、大理岩、变质陆源碎屑岩石。石英岩中锆石α-Pb 年龄为（1360±120）Ma，变质流纹岩中锆石α-Pb 年龄为 950Ma（Краснобаев，1972）。该岩群的最下部于 1800Ma（锆石$^{206}Pb/^{207}Pb$；转引自 Касымов，1993）时发生了花岗岩岩化作用。显然，这个年龄把下伏的卡尔巴克萨伊群、阿拉尔巴伊群和别克吐尔干群的时代都限定在 1800Ma 之前。

1.5.3 晚前寒武纪岩相古地理

我国境内晚前寒武系地层以库鲁克塔格剖面研究最详，这里中元古界下部为新建立的波瓦

姆群（高振家等，1993），从原兴地塔格群中分出，由石英岩、片岩和大理岩组成，虽尚未获年龄资料，但不整合于古元古界兴地塔格群之上，故作中元古界处理（表 1-4）。

中元古界上部称爱尔基干群，以出现石英岩、黏土岩、厚层碳酸盐岩和粗碎屑沉积岩为特征，火山岩和火山碎屑岩具断槽性质，在辛格尔村南它不整合于兴地塔格群之上，其绢云石英片岩、千枚岩和板岩的 Pb-Pb 等时线年龄为（1598±66）Ma（胡霭琴，1990）。

新元古界称帕尔岗塔格群，下部为绿泥石英片岩、厚层石英岩；上部为富含叠层石、核形石的硅质碳酸盐岩。但在南带（阔克苏）有一套以黑云斜长片麻岩为代表的活动型建造，其 Sm-Nd 等时线年龄为（1281±69）Ma，$\varepsilon_{Nd}(t)=-7.9\pm0.1$，且干布拉克地区为 1238Ma，$\varepsilon_{Nd}(t)=-13$。

震旦系库鲁克塔格群是一个完整的海进到海退层序，有五次显著的抬升，造成地层间平行不整合或轻微角度不整合。有三次冰期，三次以中基性为主的火山活动，其火山岩的 U-Pb 年龄为 7.5～7.7Ma，Rb-Sr 年龄为 8.14Ma（胡霭琴，1990）。

新疆境内的晚前寒武纪剖面大致均可与上述剖面对比，唯阿克苏群、中天山巴仑台群是个例外，具有活动性建造的特征。

库鲁克塔格地区中-新元古界岩石组合的基本特征是：①碳酸盐岩层大量发育，分别占各群地层的 37.5%、30.4%和 80.1%，除白云岩发育外，还出现灰岩层；②从爱尔基干群开始，发育叠层石礁体，代表浅水碳酸盐岩台地环境；③碎屑岩成熟度高，出现很纯的石英砂岩，在 SiO-K_2O/Na_2O 图中，样品多落入被动大陆边缘环境（高振家等，1993）。

塔里木以北，伊犁地块基底隆起（大哈拉军山）、赛里木地块上的中-新元古界完全与库鲁克塔格剖面一致，均上覆有震旦纪冰碛层，后者中还有玄武岩喷出；东天山隆起上的卡瓦布拉克剖面中虽无震旦纪沉积，但其中-新元古界地层也具有类似特点；塔西南铁克里克和西昆仑中央隆起上的中-新元古界也完全可以与上述剖面对比，并在其上覆地层中均已发现震旦纪冰碛和磷块岩层；阿尔金地区，虽然在中-新元古界地层中含有较多的火山物质，且具类复理石特点，但蓟县系上部金雁山群中叠层石丰富，青白口系索尔库里群（安南坝群）角度不整合于下伏岩层之上，发育数十米厚的底砾岩，叠层石特别丰富，已确定三个带十个组合（王树洗，1988）。

柯坪隆起上的基底岩系阿克苏群可能代表一种活动海槽环境，这是一套产状平缓的绿色变质岩系，原岩为泥质岩、砂岩、基性玻屑凝灰岩、块状熔岩和少量块状沉积物。其上被震旦系及连续沉积的古生代沉积物不整合覆盖，胡霭琴等曾测得其中绢云石英片岩-白云绿泥片岩的 Pb-Pb 等时线年龄为（1663±16）Ma，Rb-Sr 年龄为 639Ma；肖序常等（1991）曾在其中发现蓝片岩，并测得其 Ar-Ar 年龄为 720Ma。因其上覆震旦系冰碛岩、玄武岩中已获 2 组年龄值，770Ma（苏盖特布拉克组 U-Pb，朱杰辰等，1987）和 774Ma（巧恩布拉克组，U-Pb），故阿克苏群的时代无疑应为中-新元古代。Rb-Sr 和 Ar-Ar 年龄可能都代表冷却年龄，标志区域隆起时代。

中天山南部边缘出露的一套中深变质岩系（图 1-16），以巴仑台剖面为例（巴仑台群；车自成等，1994，1995），下部主要是角闪质片岩、片麻岩，夹夕线石石墨大理岩；上部主要是云母片岩、变粒岩，其年龄变化很大，已获得 649～1397Ma 多组年龄（U-Pb，Rb-Sr），Sm-Nd 模式年龄在 2000Ma 左右，同时还获得多组 300～400Ma 的 Sm-Nd 矿物等时线和 Ar-Ar 大坪年龄，应是一套被强烈改造的基底岩系（见 6.5.3 节）。

吉尔吉斯境内天山西段中新元古代（蓟县-青白口纪相当于原苏联的 R_2-R_3）古地理图（见图 6-21，中里菲-晚里菲）表明，中里菲期（R_2 大致相当于蓟县纪）天山处于比较稳定的构造环境，以碳酸盐岩和泥质岩沉积为主，火山沉积仅位于局部地区。晚里菲时活动性增强，出现较大范围的深水基性熔岩和火山碎屑岩，与东段巴仑台群类似，代表晚前寒武纪时期西域范围的活动海槽位于中天山一线。

青白口纪末期的塔里木运动导致震旦系与下伏地层之间的角度不整合，同时伴随区域动力变质作用和以高钾为特征的钙碱性花岗岩活动，并形成世界上已知最古老的阿克苏群蓝闪石片岩（熊纪斌等，1986；肖序常等，1990），标志塔里木地块全面克拉通化和西域古陆的形成时间。根据 Зайскэ 等（1991）的意见，中央哈萨克斯坦地块（科克切塔夫地块）的基底也是在与青白口纪末期相当的时期形成的。

震旦纪的冰碛砾岩在这些地区普遍存在，而且层位大致相当（表 1-5）。Киселев 等（1988）把中国扬子地台上的陡山沱组、灯影组与中亚中天山、北天山的冰碛岩上覆地层作了对比后指出，它们的岩相具有很大的相似性，文德纪（震旦纪）期间它们形成于同一大地构造环境。震旦纪以后其上覆地层的差异性则逐渐增大，说明扬子古陆与西域古陆逐渐走向分裂。

1.6 威尔逊旋回与联合古陆

板块构造认为，地壳演化遵循增长→联合（俯冲-碰撞）→分裂、再增长→再分裂的反复循环，由加拿大学者威尔逊（Wilson，1973）首先提出，故称为威尔逊旋回，已得到广大学者的认同，现在比较一致的意见认为，晚前寒武纪至古生代，全球大陆地壳有两次分裂和两次汇聚，从而形成巨型超大陆。

古生代末（250Ma）的聚合早在魏格纳（1912）时代已经提出，并得到近代地质资料的基本认同。这里是讲从晚古生代起，冈瓦纳大陆东、西部分的差异消失，标志已经联合并作顺时针旋转。泥盆纪起劳伦与俄罗斯联合归并为劳亚大陆，并于晚古生代末与西伯利亚、中朝等古陆联合形成大劳亚大陆；南北大陆于古生代末在古地中海的位置相互聚合为潘基亚联合大陆，从而造成二叠纪、三叠纪期间陆生爬行动物（如水龙兽、肯氏兽）自由迁移，遍布世界各大洲；西班牙与地中海南岸摩洛哥的晚二叠世至三叠纪古地理环境很相似，并且都有陆相沉积出现。当时包围联合古陆的为原始大洋（Pauthalassa）；联合大陆形成时有一个向东的喇叭状缺口，即古特提斯的位置（图 1-17）。

自 20 世纪 90 年代以来，随着格林威尔（Grenville）造山事件全球性概念的建立，McMenamin（1990）首先提出罗迪尼亚联合大陆的概念（图 1-18），指新元代早期形成的后大陆，且正在其他学者的应用中不断完善。例如，Hoffman（1991）和澳大利亚学者李正祥（1995）认为，罗迪尼亚联合大陆是在 1100Ma 前晚格林威尔造山事件中形成的；Dalziel（1992）基于对下寒武统基底岩系的对比研究，认为罗迪尼亚联合大陆的解体发生在早寒武世，Bond 等从地热方面支持这一论断，认为沿科迪勒拉的裂解发生在 577Ma 前；但多数学者依据古气候、古冰川、古地磁及年龄资料，主张大陆的裂解可能发生在 700Ma。朱炳泉和崔学军（1997）根据铅同位素地球化学急变带的概念，提出华夏板块与扬子板块在晋宁期（1000Ma）碰撞，认为罗迪尼亚大陆的最终完成在距今 700～1000Ma。

表1-5　中国中西部震旦系对比简表

时代 \ 分区	华北板块 上扬子	华北板块 川西	华北板块 南秦岭	中朝板块 豫西	中朝板块 洛南	中朝板块 渭北	中朝板块 渭北	中朝板块 贺兰山	中朝板块 龙首山	北祁连板块缝合带	中南祁连-西秦岭微板块	柴达木微板块	塔里木板块	中天山微板块 伊犁	中天山微板块 东段	准噶尔微板块 赛里木湖	准噶尔微板块 巴里坤	北山	西伯利亚板块 阿尔泰地区
570 Ma 晚震旦世	灯影组 ≡Si≡ 陡山沱组	灯影组	灯影组 陡山沱组	东坡组 罗圈组▲ 董家组 ≡Si≡ 黄连垛组	上张湾组▲	罗圈组▲	唐王陵组 ∞ ▲	镇目关组 ?	韩姆山组	白洋河群 ≡Si≡ ≡	临江组 ≡Si≡ 多若诺尔群 ≡Si≡ 关家沟组 ≡▲≡ ≡	冰碛组▲ 全吉组 ┌┌┌ ≡P≡	汗格尔乔克组▲ 水泉组┌┌┌ 育肯沟组┌┌┌ 扎摩克提组≡	水泉组 ∞ ▲	(白云岩组)	▲ 塔里萨依组 塔尔卡特组 喀英迪组	≡ (清水泉) (下马崖) 670Ma VVV	▲ 洗肠井群	喀纳斯群 (Z-C_1) ≡
700 Ma 早震旦世	南沱组▲ 莲沱组 VVV	苏雄组 VVV ∞	耀岭河群 ┌┌┌ 郧西群 VVV		?	?	?	▲	▲	▲ ∞	≡ VVV ┌┌┌ ┌┌┌	∞	特瑞爱肯组▲ 阿勒通沟组VVV 照壁山组▲ 贝义西组┌┌┌	?	乌拉斯台群 石英岩组	别西巴斯套组 ▲ 吐拉苏组 库鲁铁列克提组 ▲ ┌┌┌		▲ ▲ ∞	
800 Ma 下伏地层	Ar_3	Pt_1	Pt_{2-3}	Qn	Qn	Qn		?	Qn	Pt_{2-3}	Qn	Pt_{1-2}	Qn	Qn	Pt_{2-3}	Qn	?	Qn	

注：≡▲≡冰碛，≡Si≡硅质岩，≡P≡含磷层，白云岩；∞磨拉石；VVV中酸性火山岩；┌┌┌中基性火山岩。

资料来源：中西部各省地质志及有关地层资料编绘

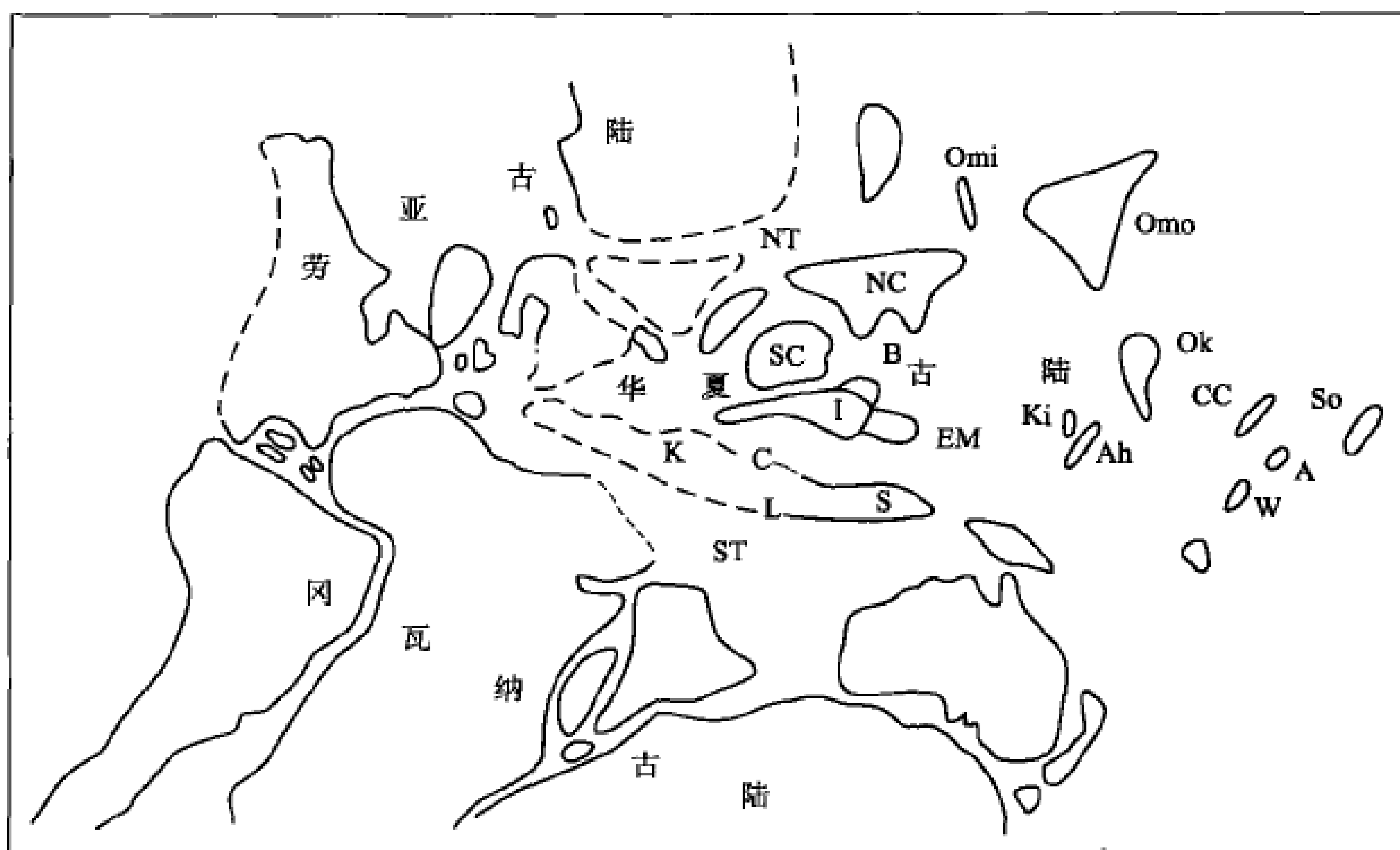


图 1-17　二叠纪古地理示意图

(Smith et al. , 1981; Ross et al. , 1985; Liou et al. , 1986; Metcalrfe et al. , 1989)

A. Alexander; Ah. 阿武喂; B. 婆罗洲; C. 羌塘; CC. Cache Creek; EM. 马来西亚东部; I. 印支; K. Kreios; Ki. 北上; L. 拉萨地块; NC. 华北; Ok. 鄂霍次克; Omi. Omi Klyama; Omo. Omolon Kolyma; S. Sibumasu; SC. 华南; So. Sonoma; W. Wrangellia; NT. 北特提斯; ST. 南特提斯

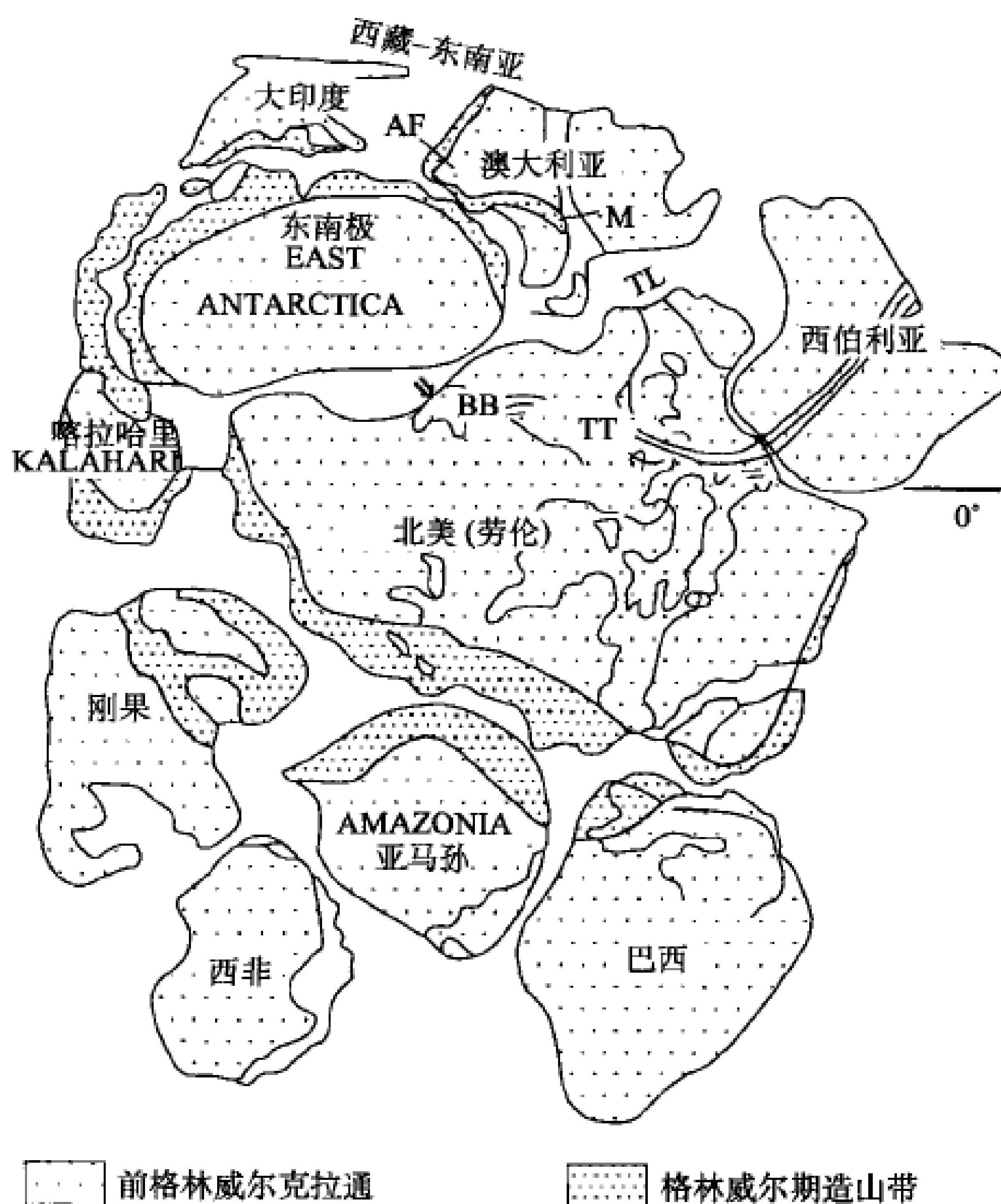


图 1-18　新元古代早期罗迪尼亚联合大陆的概貌

(Hoffman, 1991; Li et al. , 1995)

AF. Albany Franser 活动带; M. Musgrave 陆块; TL. Tasman 线; TT. Thelon Taltson 带; BB. Bel 盆地

震旦系冰碛和寒武系底部的含磷沉积在我国华南、华北、西北中亚及西伯利亚的广泛分布（表1-5）；我国造山带的历史大多只能追踪到显生宙初，这不能不认为元古代末期确实存在一个包括中-东亚在内的联合古陆（即罗迪尼亚大陆）。但从我国中西部的地质资料看，震旦纪至早寒武世期间既是联合大陆最后完成时间，也是开始解体时间，因为既存在这一时期的高压变质岩石（720Ma的阿克苏蓝片岩，肖序常，1990；575Ma阿尔金高压变泥质岩石，车自成等，1995；500Ma前后的高压榴辉岩，柴北缘，杨经绥，2000），也存在强烈裂谷活动（库鲁克塔格、中祁连、扬子古陆周边）。大洋的强烈扩张的峰期时间可能在奥陶纪，多数地区的蛇绿岩形成于这一时间，同时晚寒武世至中奥陶世也是我国显生宙最大海侵期。

从以上情况看，板块演化可能遵循威尔逊旋回规律。

第 2 章　岩石圈结构与动力学

2.1　岩石圈速度与磁电结构

2.1.1　地震波

在短暂的应力作用下，地球介质表现为弹性体。当地震发生或人工爆破时，一部分能量就会以弹性波的形式向各个方向传播，并通过折射和反射先后到达地面的接收点，这样人们就获得了地球内部不同圈层的信息。由于地震波的传播速度取决于地球介质的弹性和密度，接收点所获得的不同波速就反映了地球内部不同深度介质的性质和组成，因此天然地震波也就成为研究地球内部结构的最主要手段。

地震波有体波和面波两种类型，向三维方向传播的体波有纵波（P 波）和横波（S 波）两种形式，前者为物质压缩与膨胀状态的传播，后者为介质剪切变形的传播［图 2-1（a）、(b)］，故 P 波以约两倍于 S 波的速度前进，而没有抗剪力的液体中不能传播 S 波；当体波传播到介质表面或介质的分界面时，会有一部分能量沿着介质表面或界面附近作二维传播，这就是面波。面波也有多种类型，瑞利波（R 波，Rayleigh）和勒夫波（L 波或 Q 波，Love）是其中较重要的两种类型［图 2-1（c）、(d)］。

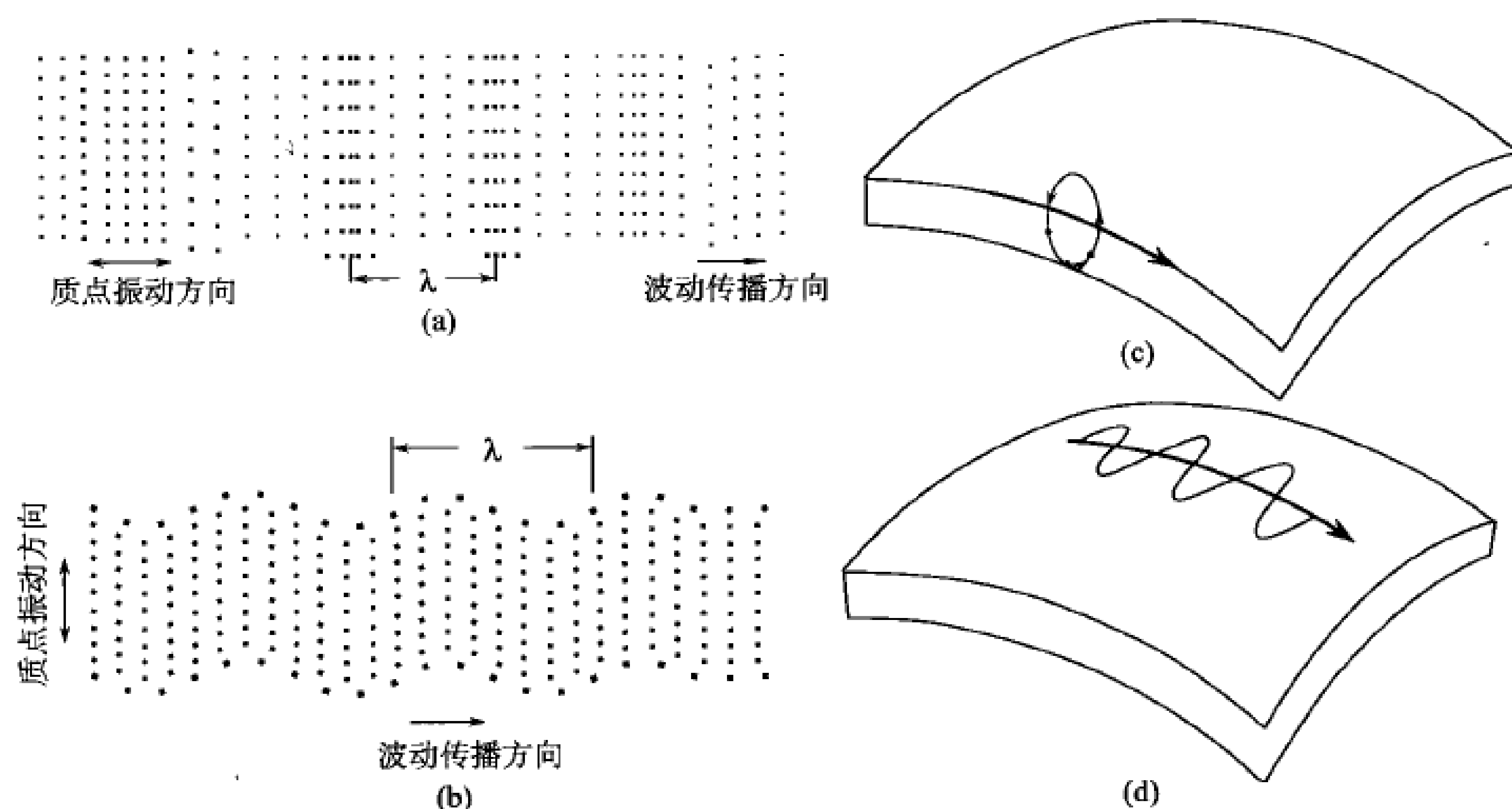


图 2-1　地震波类型示意图

（莎玛，1983；Sheriff et al.，1992，转引自吴宣志，1997）

(a) 纵波；(b) 横波；(c) 瑞利波；(d) 勒夫波

地震波的传播速度与介质性质有如下关系：其 $V_P^2=[R+(4/3)\mu]/\rho$；$V_S^2=\mu/\rho$，其中 V_P、V_S 分别为纵波和横波的速度，R 为介质容积弹性模量，μ 为刚性系数，ρ 为介质密度。所以地球内部波速的不同主要取决于介质的密度，而后者又是其成分和性质的综合反映，地球内部的分层（壳、幔、核及岩石圈等）就是这样确定的。当地球内部的物质组成和性质突然发生变化

时，地震波就表现出突变和不连续性，这就是震波间断，比较重要的有以下几种。

（1）莫霍洛维契奇间断面，即莫霍面（Moho）或M界面，指P波从地壳特有的6.8～7.2km/s的范围突然增大到上地幔所特有的8.0～8.2km/s。

（2）软流圈也是一种震波间断，是上地幔中深100～220km处所出现的速度降低（低速层），在这里P波速度可降低至7.7km/s，甚至有些地方观察不到S波，这是塑性介质存在的表现。

（3）此外，比较重要的不连续面还有670km深处的拜尔勒不连续面和核幔边界（古登堡不连续面），前者是上、下地幔的分界，后者表现为P波从11km/s突然降低到8km/s，而S波不能继续向下传播，这是由于2900km以下液态外核出现引起的。

地震学方法中也常用人工爆破所激发的近垂直反射（深反射）法、广角反射及折射法、天然地震层析法（ST）等探测地球深部构造。近垂直反射波是在震源附近（相距0～10km）接收的，大入射角（广角）反射波和折射波是在10～30km以外接收的。深反射法由于激发点多且密，可获得地壳细结构和莫霍面的信息，广角反射和折射波法因激发点少、接收点稀，难以获得深部结构图像，但可记录到丰富的速度信息，能可靠地分辨低速和高速层，对区域构造活动性研究具有重要意义。所以，在实测工作中，这三种方法常联合使用。

天然地震波比人工爆破穿透深度大得多，前者的体波层析技术可获得地幔的三维结构图像，它主要通过面波频散反演，利用不同地点获得的地震波走时、波形、速度或振幅变化来反映地球内部介质的三维速度、质量因素或泊松比的分布，从而分析地球内部结构和物理化学变化的三维模式，故有人把它形象地称为可与医学诊断相类比的CT技术。由于天然地震波频率比人工地震波低一个数量级以上，因此其分辨率按波长计算，前者要比后者低一个数量级以上，前者的水平分辨率不会高于20km（对30km的深度），垂向分辨率不会高于15km。

此外，利用横波分裂研究可探测深部地应力场方向，这是地震横波通过地震波各向异性的介质时会发生分裂（即双反射），表现为波形相似、振动方向近垂直的两组横波先后到达。介质各向异性由下列因素决定：介质中存在有速度各向异性的矿物（如云母、橄榄石等）的定向排列、高（低）速岩层、岩体的定向展布及裂隙沿一定方向张开等，这些均是现今地应力场的直接标志。

2.1.2 壳幔速度分层

根据地震波速度可将地壳分作陆壳、洋壳和过渡壳三类，它们的进一步分层已获得较为一致的认识。目前的研究主要集中在对地球内部主要界面性质的研究。

1. 大陆壳

传统的速度分层模式将大陆地壳（沉积层除外）分为上地壳（硅铝壳）和下地壳（硅镁壳），其间为康拉德界面，$V_P \approx 6.4$km/s。但许多数据表明，康拉德界面并非到处可见，科拉半岛超深钻揭示，原预测的7km深处的康拉德界面并不存在，而在该深度以下均为太古宙斜长片麻岩、花岗片麻岩和角闪岩，只是随着深度增加角闪岩夹层增多。所以现在通常采用的是三层模式：上地壳（V_P为5.9～6.3km/s）、中地壳（6.4～6.7km/s）和下地壳（6.8～7.6km/s）。但新的地质、地球物理资料表明，地震波速从上地壳到下地壳更多地表现为连续变化，不存在二或三个变化层次，原因是上下地壳的化学成分可能较为接近，波速随深度的增加主要是变质程度的增强或由岩石中孔隙压力变化所引起（1987年19届国际地球物理大会意见）。地壳平均厚度为30～38km，变化在30～80km。

2. 大洋壳

一般分为三层：层一为沉积层（$V_P \approx 2.2$km/s）；层二为玄武岩层（$V_P \approx 5.2$m/s），其中上层（层 2A）为枕状玄武岩，中层（2B）为蚀变玄武岩；层三为由辉绿岩、辉长岩组成的席状岩墙杂岩（$V_P \approx 6.7$km/s）。深洋盆的地壳厚度为 5～7km，洋脊洋岛处为 15～20km。

软流圈以上，地球上部的固体圈层称为岩石圈，包括地壳和地幔顶部的刚性部分，前者称地壳岩石圈，后者就称为地幔岩石圈，厚度变化为 25（洋盆）～150km（地盾区）。地幔岩石圈的波速值与构造活动性关系密切，大洋盆地为 7.9～8.5km/s，加拿大地盾下为 8.1～8.5km/s，裂谷（美国西部盆岭区）和洋中脊下面不存在地幔岩石圈，软流圈顶面即莫霍（Moho）面。

3. 壳内低速层

现已发现普遍存在壳内高导低速层，俄罗斯科拉半岛超深钻证明，上地壳的低速层与含水和岩石破碎有关。在 15～20km 以下的下地壳中，多认为游离水无法存在，局部熔融可能是电导率增大与波速减小的主要原因。这是克拉通地块上的情况，对年轻造山带来讲，壳内低速层有的不止一个，藏北地壳就是这样，存在两个壳内低速层。雅鲁藏布江以南，在 20～30km 的深度上有一个 $V_P=5\sim5.7$km/s 的低速层，而且是地震波衰减的低 Q 值①带、高热流带，已初步证实为一些尚未固结的深成岩体。在阿尔卑斯的瓦朗斯-勃朗峰一线，11～23km 处也存在一低速带，一般认为是被水塑化的花岗岩基底蠕变变形带，喜马拉雅地区的主中央、主边界断裂可能均属于这一类型的糜棱岩带或韧性剪切带。

4. Moho 面

它是地壳与地幔之间的波速间断面，振幅为 1.0～1.5km/s，界面 V_P 为 8.0～8.2km/s，在古老地壳下偏高、清晰，一般认为这属于化学界面，厚度 1～2km；在大陆边缘和年轻造山带之下偏低，常为壳幔混合的过渡带，或为由低速与高速薄互层组成的，有一定厚度的速度梯度带，具<20km 的厚度，埋深也各不相同，这应当属于相变界面。最初认为它是辉长岩-榴辉岩的相变界面，新的实验否定了这一结论，认为它是石榴子石麻粒岩到榴辉岩的相界面。但也受到实验挑战，有些实验指出，镁铁质石榴子石麻粒岩在低的压力条件下就向无长石的榴辉岩过渡（Ringwood，1975），在造山带之下不会在 Moho 面发生这一反应。大洋壳的 Moho 面究竟是蛇绿岩剖面的堆晶岩层顶面或是底面也无定论。

在大洋中脊和边缘海盆之下存在 $V_P=7.1\sim7.6$km/s 的波速层，大陆裂谷之下存在 $V_P=7.7\sim7.8$km/s 的波速层，因其速度介于下地壳与上地幔之间，故称为壳幔混合层，一般认为这是由岩浆房引起。

5. 软流圈

介于地幔岩石圈与上地幔过渡带之间，震波速度出现突变，V_P 约 7.7km/s，V_S 约 4.2km/s，有些地方甚至观察不到 S 波。大洋区位于 50～400km 处，厚 350km；大陆区位于 100～220km 深处，厚 100～150km（Dziewonski，1983）。其厚度与速度随着构造活动性增强

---

① Q值（q value），介质的品质因子，反映的是由介质的非弹性效应及非均匀性所造成散射现象的能量损耗，或解释为滞弹性物质振动时的耗损程度，地壳中 Q 为 450，软流圈中为 60～130。

分别增大和减小。有关高温高压实验的结论是：软流圈物质可能由闪橄岩、斜长辉石地幔岩组成，其低的密度可以满足实测结果。这虽能解释低速，但无法解释该层低电阻、低 Q 值等参数。也有人将其成因归结为高温，但单是升温不能解释高达 3%～10%的 P 波速度降低，同时高温不能产生低的 S 波速度，况且在临界温度之上，速度随温度升高而降低。局部熔融是多数人持有的观点，但镁橄榄石熔点为 1800℃，二辉橄榄岩熔点为 1500℃，这一深度不可能达到这么高的温度。所以现在倾向于因角闪石、斜长石和透辉石这些低熔点矿物存在于地幔中，在软流圈的温压条件下导致局部熔融，从而形成一个低速、低 Q 和低电阻率的层。

地幔中还存在 400km、670km、800km、1050km 等波速变化带。一般认为，400km 波速变化带是地幔岩石由橄榄岩结构（α相）转变为尖晶石结构（β 相）、辉石＋石榴子石转变为石榴子石固熔体；670km 界面是由尖晶石结构的 M_2SiO_4（$M=Mg^{2+}$，Fe^{2+}）转变为具岩盐结构的 $MSiO_3$，钛铁矿结构的 $MSiO_3$ 转变为钙钛矿结构的 $MSiO_3$，由斜方晶系到等轴晶系。因发现橄榄岩的一种高压同质异性体具 21.7 原子量和 3.36g/cm³ 的初始密度，故推测下地幔由高密度氧化硅、镁和铁组成。

2.1.3 中国壳幔结构

1. 区域特征

中国的深部构造主要表现为以贺兰山—龙门山为界的东西差异；和以西昆仑-阿尔金-祁连-横断山弧为界的南北差异（图 2-2），已有证据显示，这是在中生代末、新生代初以来形成的。

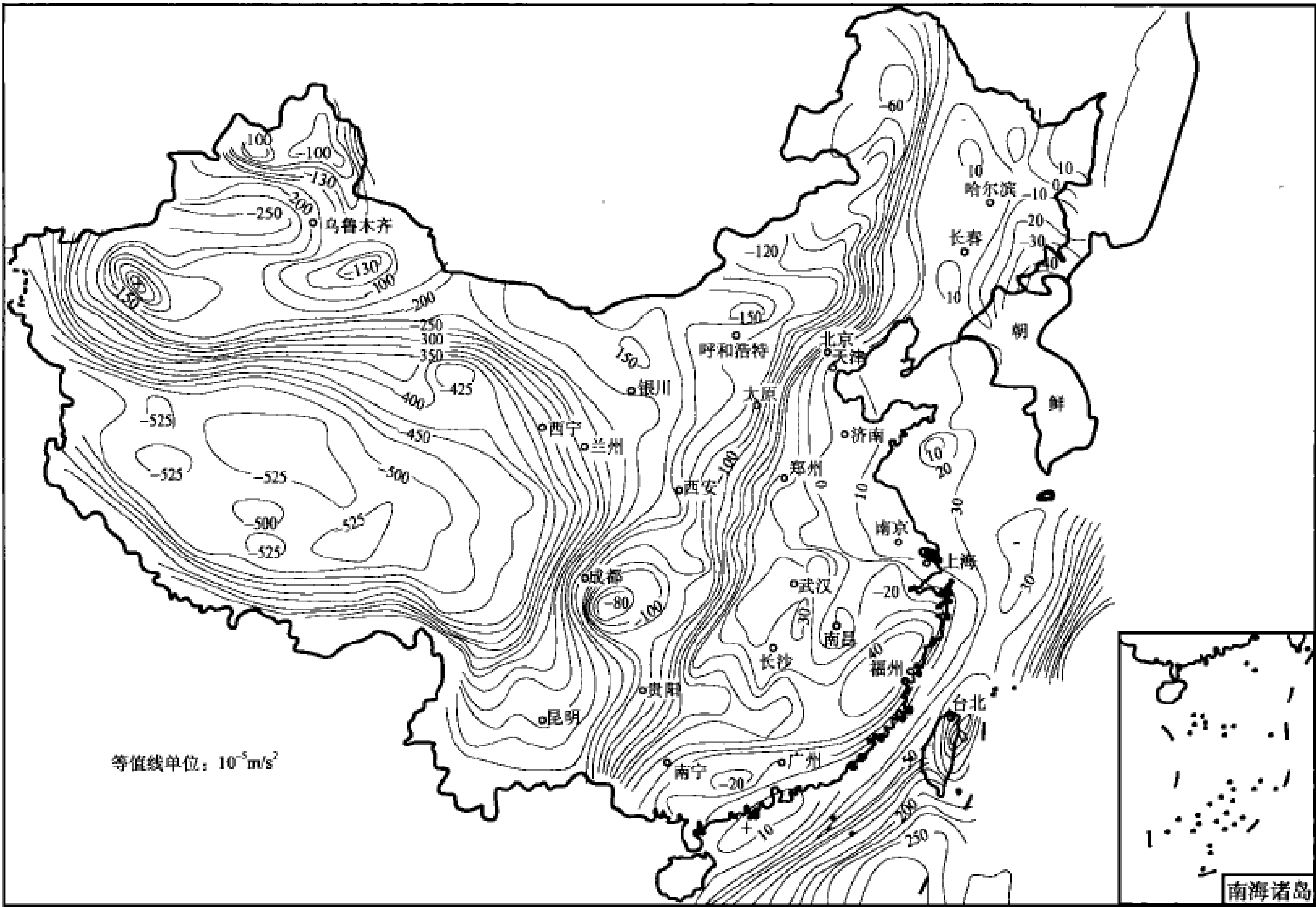


图 2-2　中国“XL”平均布格重力异常图

（殷秀华等，1991）

经滤波后得到的 1°×1°平均布格异常主要反映地壳深部地质构造和物质分布不均匀的重力效应。图 2-2 反映出我国重力场的总趋势是东高西低，约以东经 104°为界，东部异常走向近南北，西部异常走向近 EW。东部有三条异常梯度带：一是琉球群岛-台东-东沙群岛-南沙群岛，幅度为 $230\times10^{-5}m/s^2$；二是浙江-福建沿海，幅度较小，为 $(30\sim40)\times10^{-5}m/s^2$；另一条纵贯我国南北，沿大兴安岭-太行山-伏牛山-武陵山，幅度为 $80\times10^{-5}m/s^2$。西部有两个大的重力梯度带，一为昆仑-阿尔金-祁连，幅度为 $300\times10^{-5}m/s^2$；一为喜马拉雅-横断山，幅度为 $400\times10^{-5}m/s^2$。1°×1°平均布格重力异常大致反映了我国地壳及岩石圈厚度的变化，东部地壳零度由东向西增厚，西部由北向南增厚，前者由 34km 增厚到 40km 左右，后者由 40km 增厚到 70km。岩石圈厚度东部相应由东向西从 70km 增加到 100km，西部由北而南从 100km 增加到 140km（图 2-3）。左愚（1997）在分析了我国 26 条人工爆破地震测深剖面中 300 余个数据点后认为，我国大陆地壳以分为上、中、下三层较为合适，上地壳：$V_P\approx5.81km/s$，常见厚度 15km；中地壳：$V_P\approx6.22km/s$，常见厚度 10km；下地壳 $V_P\approx6.75km/s$，常见厚度 10km。初步推断：上地壳为地壳中的脆性壳层；中地壳为高压、高温状态下的脱水、脱碳、碎裂变质层；下地壳为更高压、高温状态下的深变质流变层，这是总的情况。实际上我国地壳在纵向和横向上都变化很大，毛恩桐（1986）在对大量的面波频散实测值进行反演后，认为中国地壳由结构、性质不同的五个块体拼组而成。结合近年来的研究成果，这五个块体具有下列一些特征。

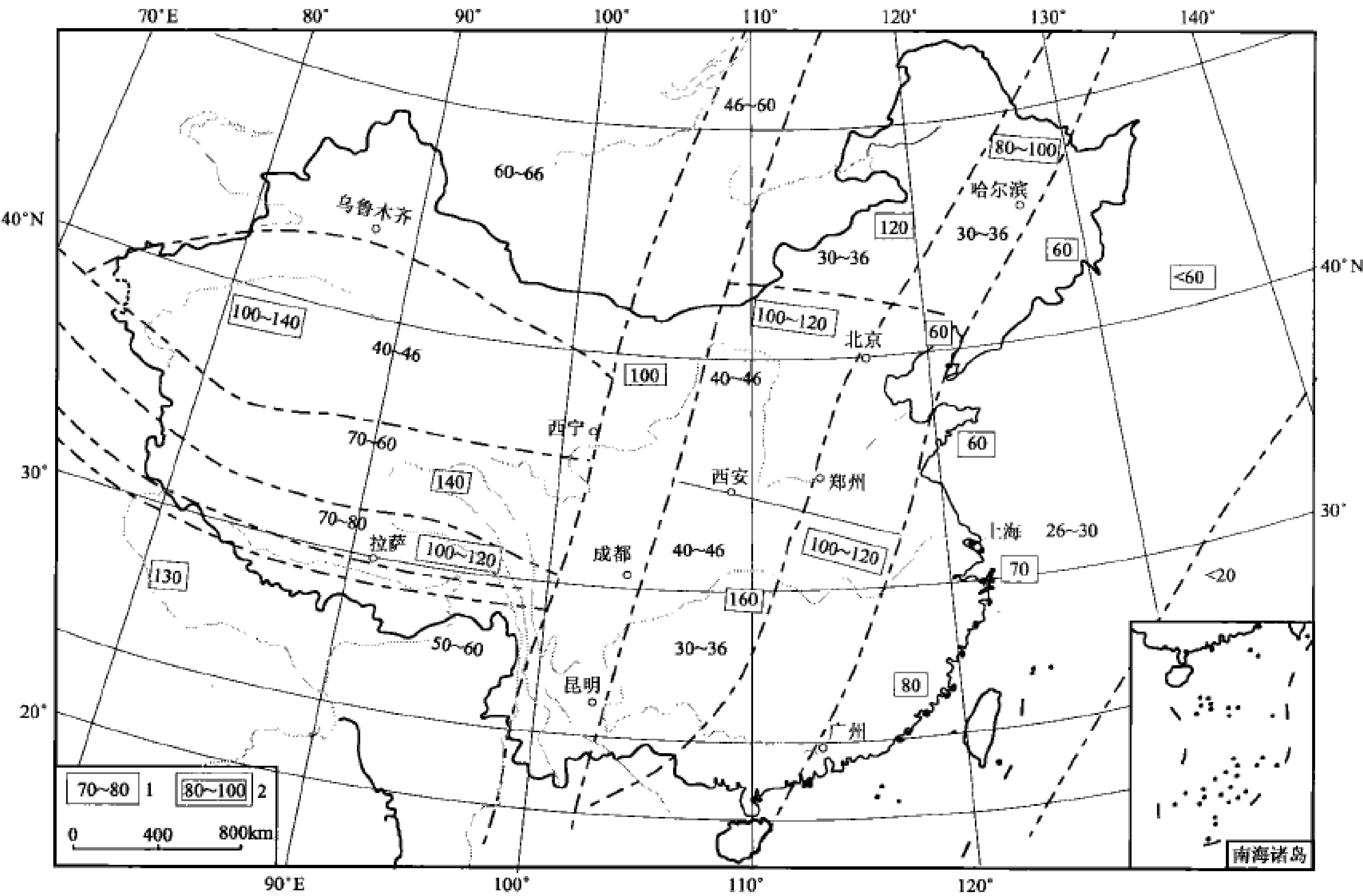


图 2-3　中国的大陆及海域地壳与岩石圈厚度

（吴怀曾等，1994）

1. 地壳厚度/km；2. 岩石圈厚度/km

1）青藏块体

地壳从北向南增厚，一般厚 61～66km，波速明显低于其他地区，波速随着深度增加较小，在 30～50km 处存在低速层，不存在稳定的康拉德面，地壳结构纵向变化较大。南北差异明显，以北地壳平均速度高、密度大、低速层不发育、横向变化小、厚度小、热流值低，属“冷壳冷幔”；以南速度低；Q 值不到全球平均值一半、密度小、变化大、热流值高，上地幔密度则偏高，属“热壳冷幔”。

2）蒙古块体（天山-阴山以北）

康拉德面清晰而稳定，深度在 22km 处；地壳厚度从东部的 42km 向西增加到 48km，起伏平缓。南部边缘地壳结构复杂，以西拉木伦河断裂为界发生突变，以南地壳厚 37km，岩石圈厚 93km；北部地壳和岩石圈厚度分别为 40km 和 50km，断裂带热流值为 60mW/m^2（夏怀宽等，1990）。

3）塔里木块体

沉积层厚达 11km，地壳厚度约为 51km，康拉德面在 30km 处，地壳平均速度高，无低速层。但据新的反射数据显示，地壳厚 39～42km，Moho 面与地形同步起伏，均衡面位于 55km 处（邵学忠，1995，1996），岩石圈厚 100～140km。

4）华北块体（秦岭-大别以北）

地壳厚度由沿海 30km 向西增厚到 46km；地壳结构复杂，高速与低速层相间；康拉德面不明显，但在 80km 深度上存在地幔低速层。东部盆地地区总的特点是热流值高，速度低，Q 值小，低速层发育，地壳薄，Moho 面起伏大，软流圈上隆。

5）华南块体

地壳厚度为 33～45km，东部厚为 33～37km，西部厚为 40～45km；康拉德界面清晰，没发现明显的壳内高速或低速层。岩石圈厚度为 80～160km，上地幔顶部波速沿海地区为 8.03～8.13km/s、四川盆地下达 8.2～8.5km/s，上地幔内未发现低速层。

2. 异常源剖析

目前所知的中国地幔结构状态究竟形成于何时？这方面也有了一些初步成果。例如，汪集旸（1997）曾指出：华北地区古生代时岩石圈热状态较低，区域热流值约为 42mW/m^2；中生代末期、新生代古地温梯度和热流值分别达到 45℃/km 和 80mW/m^2。

袁学诚等依据地震层析、爆破地震及反射地震数据的分析，提出秦岭及华北地区岩石圈可划分为三层。上岩石圈即地壳，厚 32～34km；中岩石圈层面近于水平，厚 25～40km，是一个低速韧性剪切带；下岩石圈层面陡倾，高速层和低速层并置，推测这是一系列深地幔物质的垂直上涌通道，由垂直韧性剪切带的拉张形成。热地幔物质沿这些垂向通道上升到 Moho 面后侧向流动形成中岩石圈，总体上呈蘑菇云状（图 2-4）。现今构造表现为秦岭构造带横跨在中国东部南北向重力梯度带之上，这是由 Moho 面深部变化（Moho 面由东部的 32km 逐步加深到西部的 55km）引起的区域重力异常，中新生代秦岭及其邻区的地幔岩包体研究也提供了深

部南北向构造的证据（路凤香，1991）。而上部保存的东西向地质构造主要由古生代各种地质体及构造形迹构成，这表现为叠加在区域重力异常带之上的东西向剩余重力异常［图 2-5 (a)］，后者的负重力异常场与秦岭中生代花岗岩体的展布完全一致［图 2-5 (b)］，说明这一壳幔体制的转化可能始自中生代末新生代初。

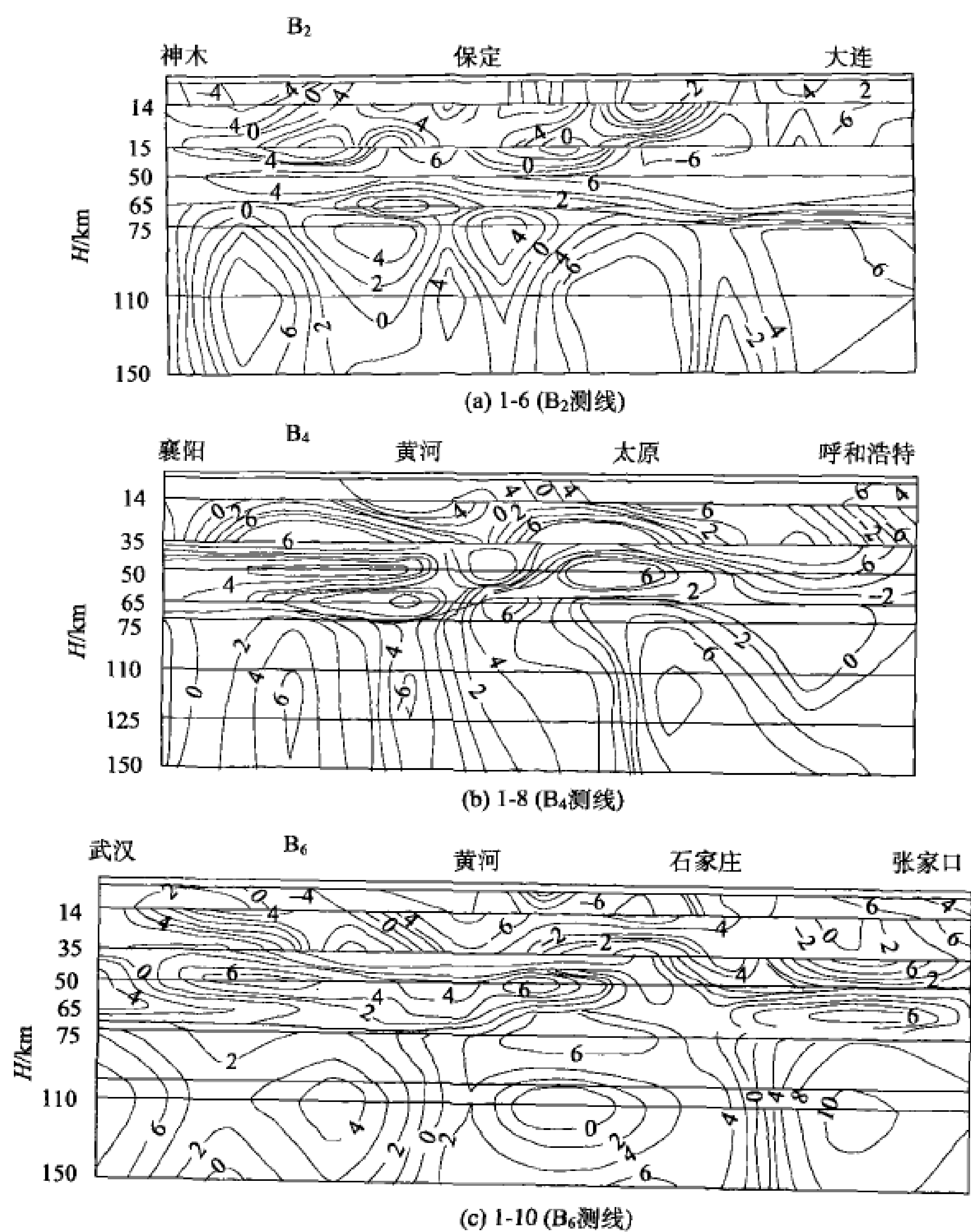


图 2-4　地震层析剖面图

（袁学诚，1997）

等值线数字表示扰动值；粗线表示上、中、下岩石圈分界线

2.1.4　壳幔磁电结构

地球表层存在循环电流，这种电流就称为大地电流，其平均密度为 2A/km²，它与绝缘性质的大气圈及充满正电子的电离层共同组成球状电容器。同时，地球也是一个磁性体，具有弱的地球磁场强度，赤道处约为 0.3 高斯，两极处约为 0.7 高斯，大地电流就是变化磁场直接感应的。地磁场分为主（基本）地磁场和区域磁场两类，前者是核幔边界处生成的磁场在地表的

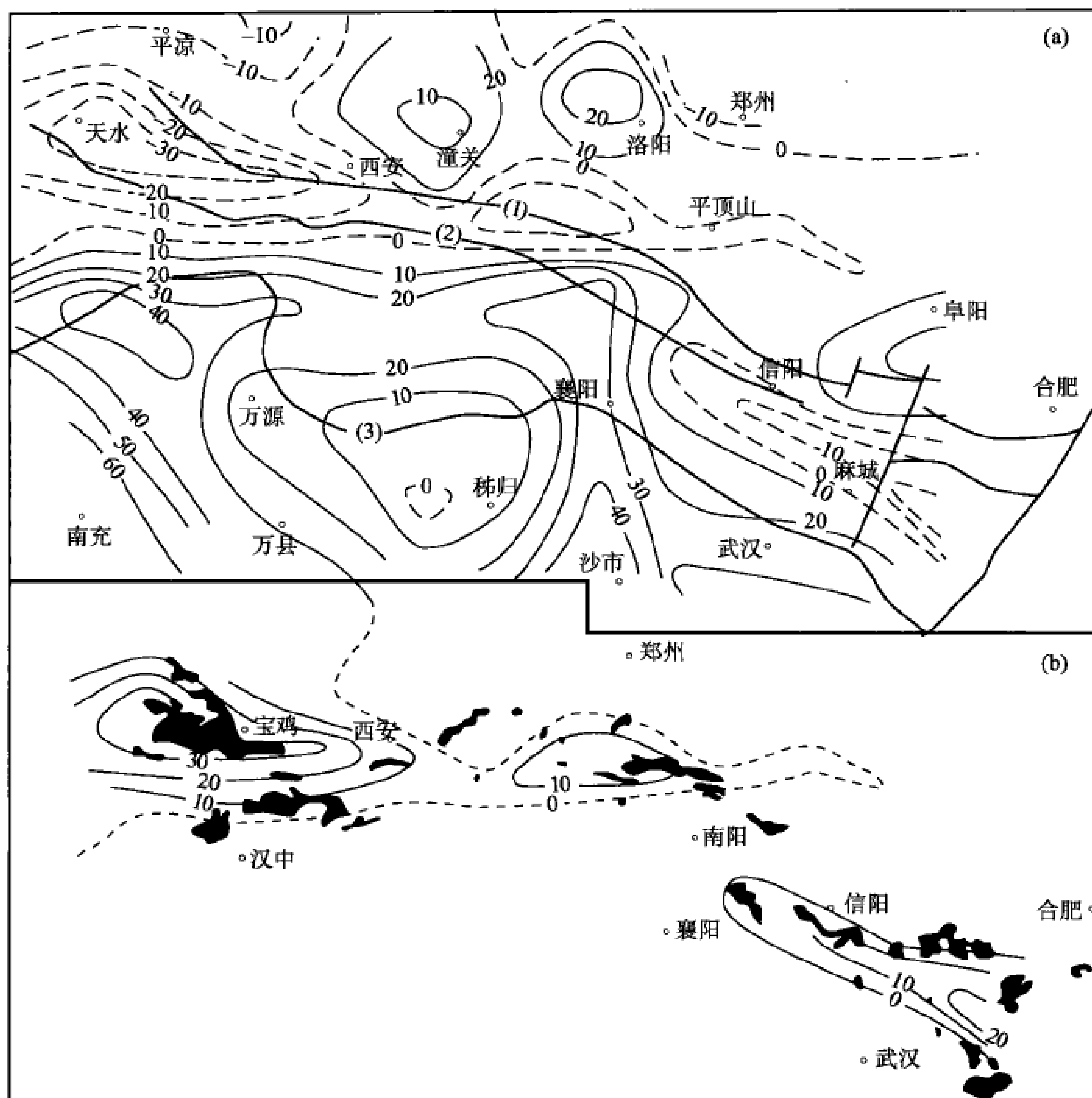


图 2-5 秦岭—大别山地区剩余重力异常图（a）剩余重力异常带与中生代酸性岩浆分布图
［（b），图中黑色块为酸性岩浆岩］
（袁学诚等，1997）
图中实线为区域重力异常，虚线为剩余重力异常，粗线为传统大地构造界线；
（1）栾川断裂；（2）商丹断裂；（3）房县断裂

分布，卫星磁力异常就是反映的主磁场特征，它既是源区构造特征的反映，也反映了壳幔岩石在主磁场作用下的磁性特征。例如，400km 处中国卫星总磁异常强度（150～300km^2，图 2-6）中所反映的，塔里木、扬子、中朝等古地块对应的是正异常区，褶皱带和隆起区对应的是负异常区，其中青藏高原负异常强度最大，这虽是下地幔磁性状态的反映，但也与地质构造大致吻合。区域磁场是叠加在主磁场之上的次生磁场，取决于地壳及上地幔的磁性物质。因磁性活动层存在的温压条件不能高于居里点（原子热能超过交换能的温度界线），所以区域磁异常（范围为几十平方千米）反映的最大深度在大陆上不超过 60km，洋底仅限于 1～2km。规模不大的局部弱磁异常（范围为几平方千米到十几平方千米）是由盖层或结晶基底中磁性体引起的。

克拉通地块的磁异常通常为变化平缓而单调的正磁异常，异常无一定方向；造山带地区的

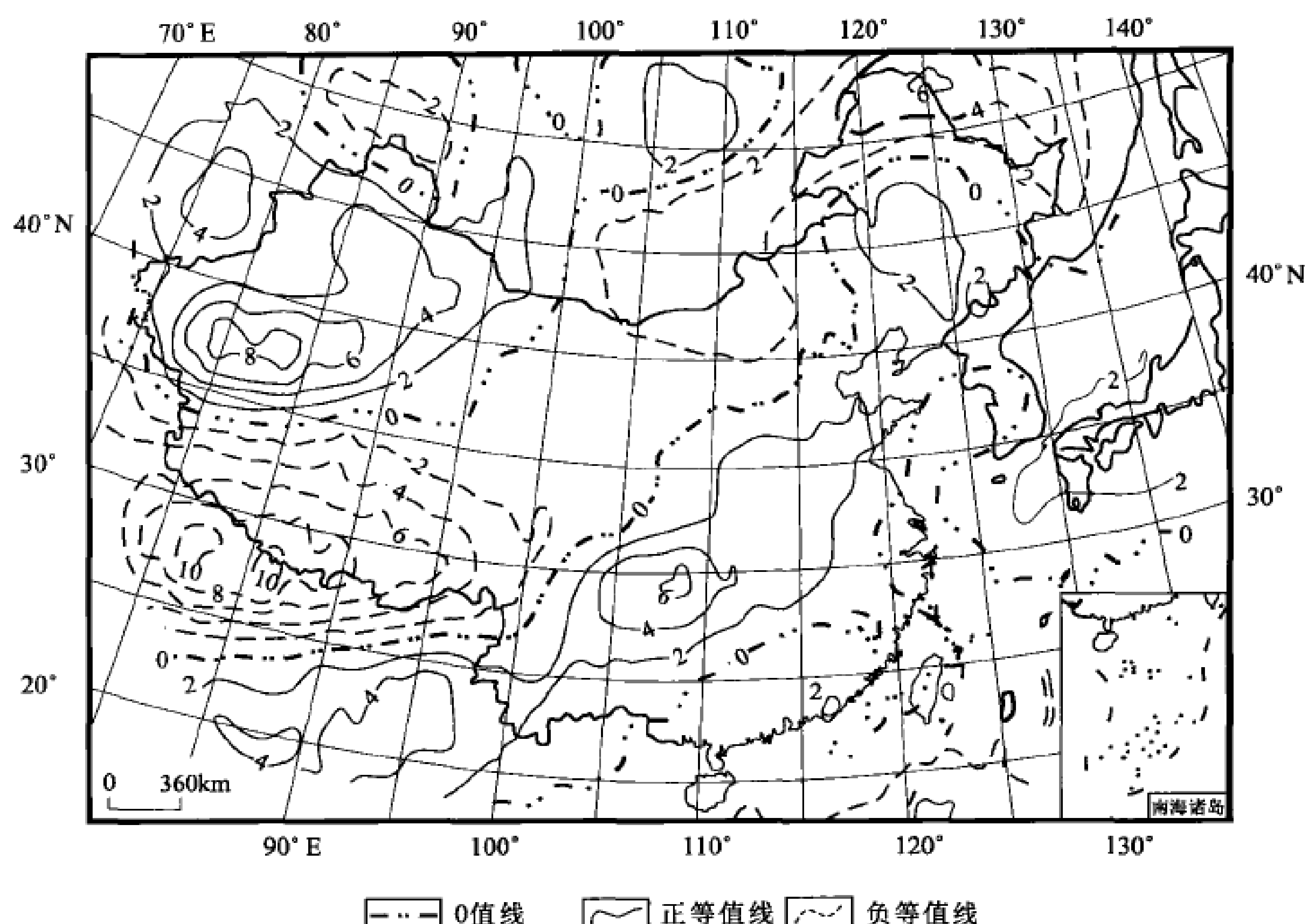


图 2-6 卫星总强度磁异常图
（安振昌等，1992；图中等值线间隔为 2nT）

异常则呈狭长或链状分布，正负磁场迅速交替；断裂带或为带状延伸的低负异常（因岩石破碎时其磁化率和剩余磁化强度降低），或因强磁性火成岩充填而表现为高磁力带；大陆边缘异常支离破碎，变化范围很宽，这是地壳不均一性和居里点等温面变化较大的反映。

大洋磁场的最基本特点是存在线状或曲线状磁异常条带，这是新大陆漂移说、洋底扩张与板块构造的基本依据。条带宽度一般为 5～10km，长数百千米，幅度为 400～700Gal，平行洋中脊对称分布，且向两侧年龄逐渐增大（图 2-11）。这是由地磁场反复倒转而形成的正负相间的磁化玄武岩条带，在玄武岩不断在洋中脊处涌出并连续被挤向两侧的情况下形成的。横向上常被转换断层所错断，后者是由于沿经度方向洋底分裂线的速度不同所致。但洋底亦存在无明显磁异常条带的磁寂带（如印度洋中脊西南支和靠近被动边缘处），变化平缓或波长较长的磁平带（无震海岭附近）及大磁湾（阿留申以南的东北太平洋北缘）等，其成因至今仍存在争议，也是对洋底分裂及板块构造提出质疑的主要证据。

地球内部电场随磁导率和电导率的变化而变化，其中磁导率的变化不大，主要取决于电导率的变化。利用感应磁场测定地下电导率随深度变化的方法称大地电磁法或电磁测深，已普遍用来研究地球深部构造。图 2-7 是利用不同方法研究地球内部电导率所得的成果，表层高电导率是由水引起的，特别是海水，其电导率可达 4/(Ω·m)。400km 以下，电导率急剧增大，多认为与温度上升较快及橄榄石转变为尖晶石型结晶有关。因为上地幔电荷传递主要是由电子导电，下地幔可能为半导体导电，前者的电导率与激发电子数成比例，随温度而急剧变化，后者的变化则较为平缓。地壳及上地幔中常存在多个高电导层，这是富含水及部分熔融所致。核幔边界附近电导率急剧升高，可高达 3×10^{6}/(Ω·m)，这是由外核内原子结构的无序化引起的。

从年轻造山带到古老克拉通地区，电导率逐渐减小，后者可达最低值 $10^{-13}\sim10^{-2}/(\Omega\cdot m)$。电导率的区域变化称为电导率异常，主要与温度变化有关，有些则是由水引起的（如大陆边缘）。

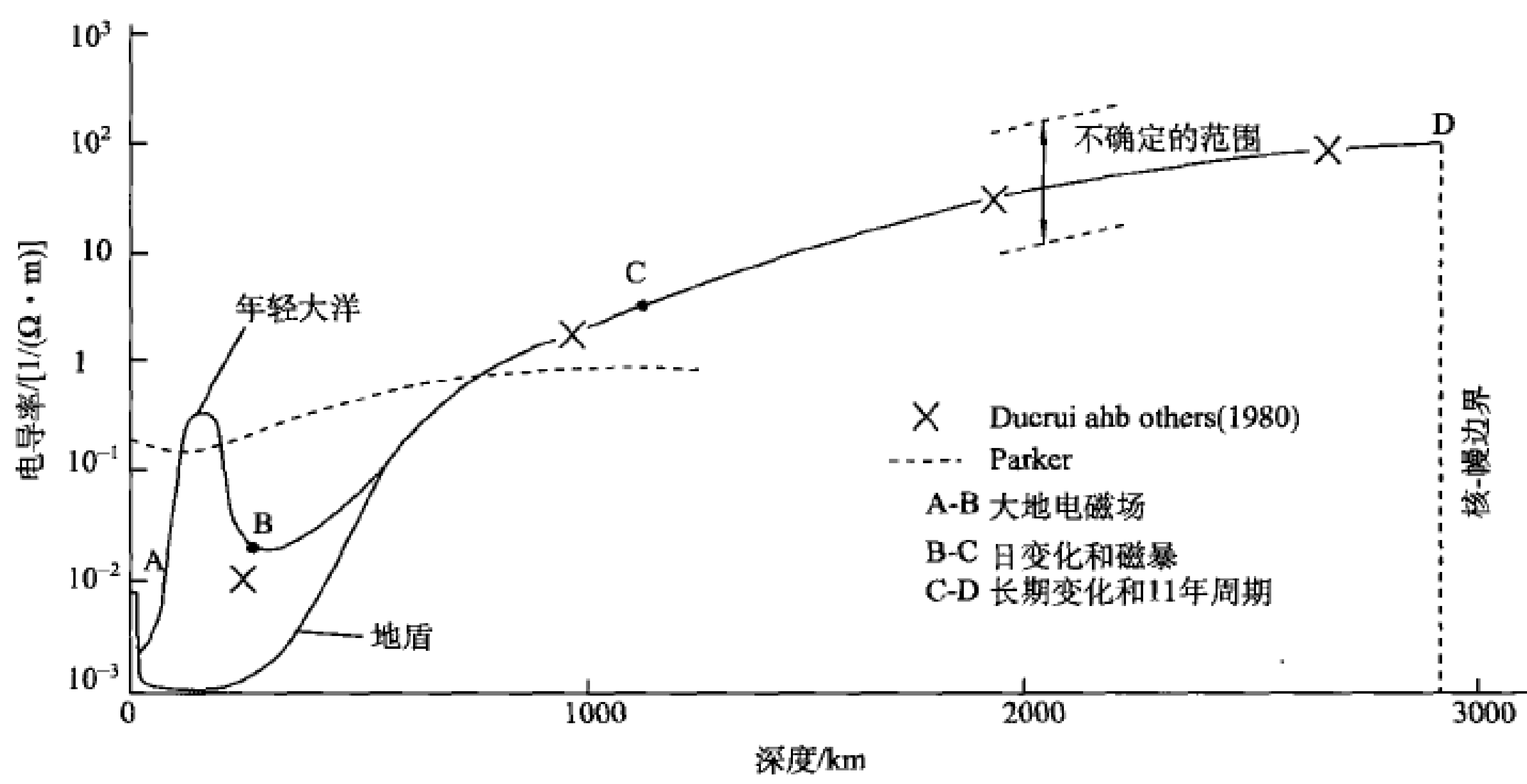


图 2-7　地幔内电导率分布图
(Bott, 1982)

通常利用低频电磁场测量时称大地电磁测深（MT），利用高频电磁场测量时称音频大地电磁测深（AMT），利用人工源测量时称可控源音频电磁测深（CSAMT）。MT 和 AMT 主要是研究电磁场水平分量之间的关系；研究磁场垂直与水平分量之间的关系称磁测深（GDS）。这些方法都可获取地下电导率分布函数 $\sigma(x, y, z)$，通过一系列正反演计算，求得各层的电阻率和厚度。这类方法因其勘探深度大、分辨能力强、装备轻便等优点现已得到广泛应用。我国电磁测深的深部构造研究已获得大量资料，表明我国上地幔和地壳中电性分布存在明显横向不均一性；普遍存在壳内高导层：福建东部位于 20～30km，内蒙古、新疆和西藏存在两个壳内高导层，内蒙古东部分别位于 10km 和 30～40km，新疆和西藏分别位于 10～30km 和 30～65km；软流圈埋深自东向西加深，东南沿海平均约 90km，西部为 150～200km。

2.1.5　古地磁与大陆漂移

1. 古地磁学基本原理

物质按其磁性特征可以分作三类：铁磁性、顺磁性和抗磁性。易于发生磁化感应的物质称铁磁性物质，如铁、钴、镍等；磁化率非常微弱的物质称顺磁性物质，如铂、铝、氧等；发生反向磁化的物质称抗磁性物质，如金、银、铜、铅等。原子的磁矩是原子内所有电子的轨道运转磁矩和自转磁矩的总和，在抗磁性物质中，其总和为零，当置于外加磁场时，其轨道运转磁矩会向其相反的方向轻微地倾斜，从而获得反向磁化；在顺磁性物质中，其轨道运转磁矩和自转磁矩虽未完全抵消，但剩余磁矩方向零乱，在外加磁场中只能获得微弱的磁化；原子的交换相互作用超过热运动的物质称为铁磁性物质，所谓交换相互作用是指部分原子会强使相邻原子的磁矩与其平行，并沿外加磁场方向作整齐的排列，从而获得很强的磁化率。

铁磁性物质在外加磁场中的磁化原理如图 2-8 所示，在不断增强的外磁场作用下，其磁化强度（J）沿着线 A 上升，直至饱合点为止，J_s 就称为饱合磁化强度；当外加磁场的强度降低时，磁化强度不是沿线 A，而是沿曲线 B 下降，即使外加磁场的强度降低至零，物质仍保留一些磁化强度，这就是剩余磁化强度（J_r），这是铁磁性物质的一大特点。当加一极性相反的磁场时，其磁化强度便沿曲线 B 继续下降，外加磁场达到一定的值（H_c）时，物质的磁化强度会下降为零，H_c 就称为矫顽磁力，即物质完全退磁时所需负磁场的强度，示剩余磁化强度对负磁场的抵抗能力。

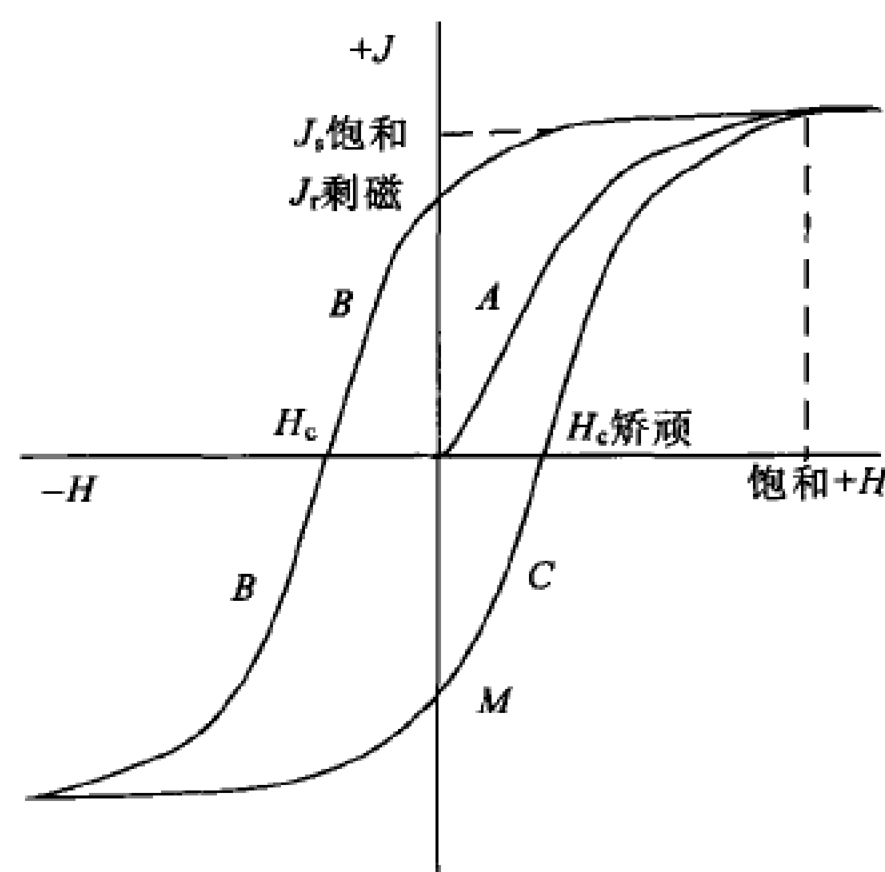


图 2-8　磁滞曲线

实验证明，火山岩从高温中冷却，在略低于居里点的温度时具有很高的磁化率，可获得很强的剩余磁化强度，这就是热剩余磁化强度。此外，沉积岩在沉积时获得的自然剩磁称沉积剩磁；化学沉积时获得的剩磁称化学剩磁，前者弱且很难分辨，后者仅限于含铁的沉积岩。岩石在变质时其温度经常高于居里点（岩石的居里点多在600℃左右），故在变质时会发生退磁而重新获得与变质时地磁方向一致的热剩磁。

铁磁性物质的热剩余磁化强度几乎都是在经过居里点（热能大于交换能时的温度）时获得的。它不仅强且相当稳定，除非温度差不多提高到居里点附近，否则热剩余磁化强度不会受到温度的多大影响，所以火山岩的磁性在过去漫长的地质历史中虽遭受各种扰动而毫无影响，成为地磁场的化石，可以用来确定岩石在地质历史时期的相对位置。

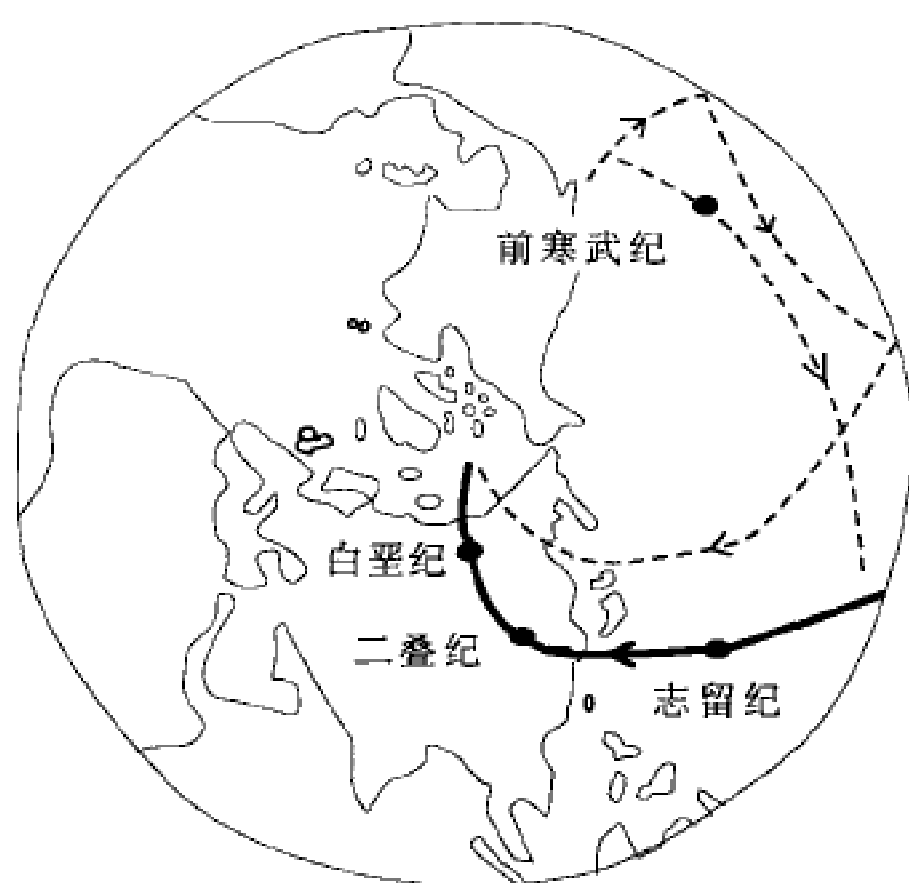


图 2-9　北美（实线）和欧洲（点线）磁极游移曲线
（Runcorn，1962）

2. 新大陆漂移说的诞生

通过对岩石天然剩磁方向的系统测量，可以得出一个地区某一时代的磁极位置和它所处的古纬度，但古经度则不易确定。图 2-9 就是由兰康（Runcorn，1962）等绘制的欧洲和北美近 5 亿年来的磁极游移轨迹图。两条曲线相比较，发现两者在经度上有上下一致的 30°距离，如果将其移动重合，大西洋就消失了，从而推论北美大陆与欧洲大陆自三叠纪到侏罗纪曾分裂漂移了 30°的距离。这一结论正好与几十年前魏格纳的大陆漂移说相吻合，这就为新大陆漂移——板块构造理论的创立奠定了理论基础。现在已经绘制出各大陆的磁极游移曲线，发现它们都不重合，如果大陆位置固定不变，应该是一条单一的曲线。不过上述推论是建立在地球偶极子场永远保持不变，并且总是与地球的地理极相吻合的基础之上。这对于晚古近纪-新近纪以来是正确的，而以前的古磁极可能发生过很大的移动，这样一来上述推论就无法成立了。

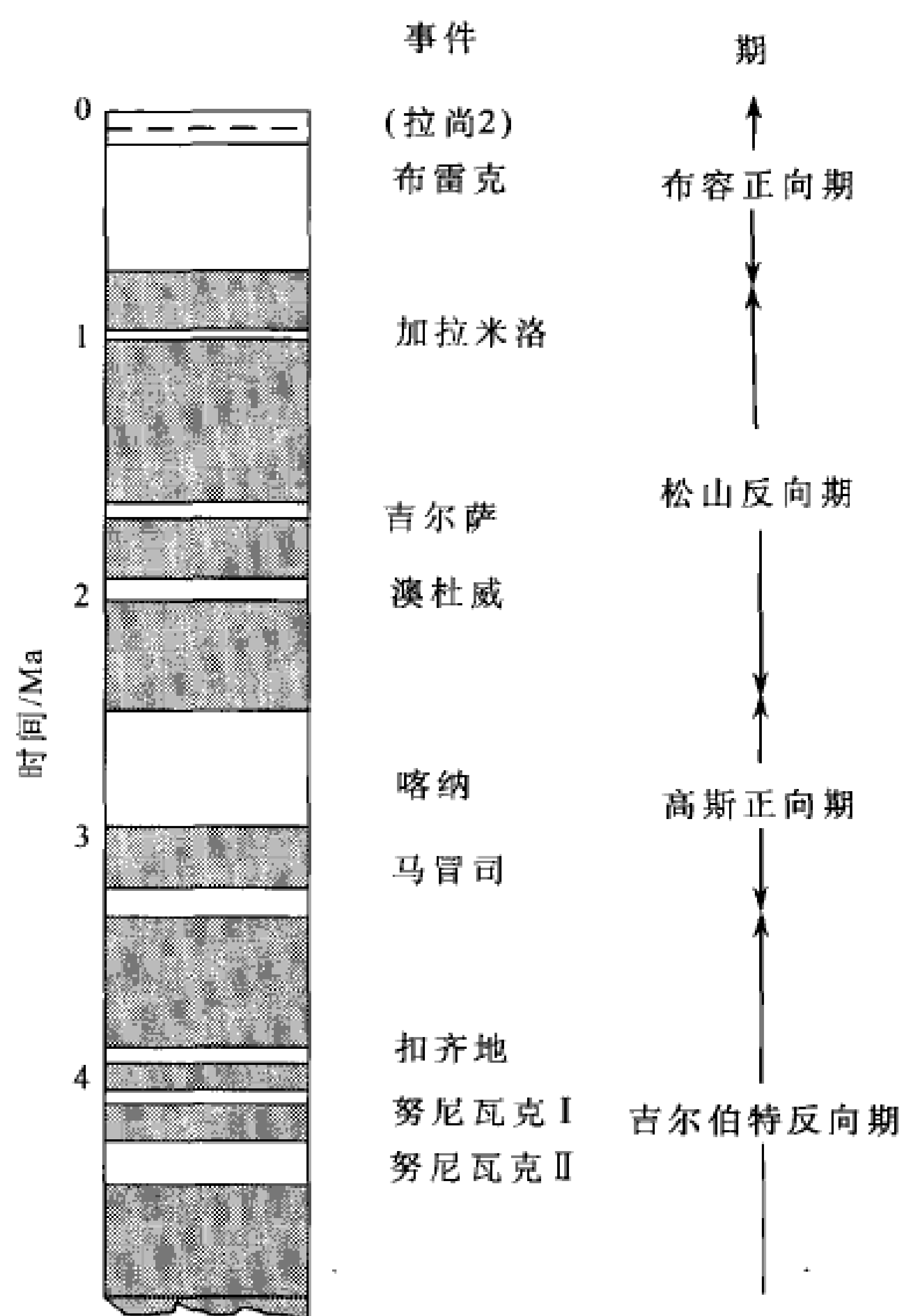


图 2-10　最近 4Ma 的极性年表

3. 磁极倒转与洋底分裂

在自然界有许多磁化方向与现代地磁场方向正好相反的岩石，后来的大量研究表明这是地磁场倒转的结果。现在已经建立起过去地质时代的一些极性年表，图 2-10 就是最近 4Ma 的极性年表，其间曾发生两次大的极性反向。地磁场周期性倒转的原因是什么？旋转磁效应无法解释这一现象，因为这样一来地磁场的每次倒转都要求地球自转方向跟着反向，这是绝不可能的。现在多认为在核-幔边界处有温差电流存在，从而产生初始磁场，高电导率的金属在其中流动因电磁感应会有新的电流生成，进而产生新的磁场，通过这一过程就可能产生足以维持地磁场 10^9A 数量级的电流在地核内流动，其流动方向当地球受到巨大陨石撞击时会发生改变是可能的。

如果熔岩沿大洋中脊上涌，当其冷却时就会按当时地球磁场方向磁化，然后被新上涌的岩体推向两侧，而后者又会在新的地磁场作用下凝固，这一过程伴随着地球磁场的不断倒转而反复进行，必然形成一系列与洋脊平行的正反磁化方向间互排列的磁异常条带（图 2-11），对这些条带的最合理解释只能是洋底分裂的结果。

2.2　岩石圈温压结构

2.2.1　壳幔热结构与热异常

壳幔的温度状态主要是通过热流量测定而获得的。热流是地表单位面积上在单位时间内由地球内部散发出来的热量，它是岩石热导率（λ）与地热梯度（r）的乘积（$q=-r\lambda$），负号表示热流方向与地热梯度增加方向相反。热流单位为 $mW/(m^2\cdot s)$，早期的著作中多用 HFU [$\mu cal/(cm^2\cdot s)$，1HFU= $41.8mW/(m^2\cdot s)$]。因为热流或地热流是地热梯度与岩石热导率的综合反映，与区域构造活动性、壳幔性质关系密切，但其量度要通过深井进行，多用于区域深部构造研究中，局部地区的研究仅限于一些重要地段。

全球已有测量资料表明，大陆和大洋的平均热流值均在 $65mW/(m^2\cdot s)$（1.5HFU）左右，因为地壳的热源主要是放射性热，且主要富集在大陆壳中，洋壳玄武岩层的热源只及大陆的 1/10，所以两者热流近于相等的事实说明，大陆的热流主要来自地壳，大洋的热流主要来自地幔，并被新生洋壳带向各处，这也是洋底分裂的主要证据之一。

大洋中脊为高热流区（平均 2.5～3HFU，最高达 8HFU），向两侧热流值逐渐降低；海沟处为低热流区（1HFU 左右）；岛弧及边缘海为高热流区，一般在 2HFU 左右。大陆上的热流变化是构造活动强度的明显反映。以我国为例，华北克拉通隆起区为 1.1HFU，新生代拗陷区

为 1.5HFU，下扬子褶皱带可达 1.24HFU，活动断裂带也引起热流值升高（郯庐断裂的局部地段可达 2.5HFU 左右）。

因为地球形成以来放射性元素生热总量可达 $H=6.20\times10^{37}$尔格（erg），肯定在以一种有效的散热途径不断地向外逸散热能，这样才不至于导致地球内部温度升得太高。热传递的主要途径是对流、传导和辐射，实验证明地幔状态下传导和辐射的导热率都很低，故幔内热能只能以对流的方式传递和逸散，这是地幔对流的基本理论依据。一般来说地热增温率只适用于50～80km，再向下随深度增加而减小，说明地壳热能主要来自本身（花岗岩层）的放射性热，来自地幔的热能很少。洋脊与俯冲带是主要的散热通道，洋脊之下 Moho 面附近的温度已超出地幔固相线；俯冲带内，上部因冷的大洋板块的插入而降温，向深处去温度逐渐升高，其两侧均为高热异常区，火山岛弧带之下等温面急剧抬升。

据汪集旸（1997）等对我国 681 个数据的统计，大地热流平均值为（65.2±26）$mW/(m^2\cdot s)$，与全球平均值（65±1.6）$mW/(m^2\cdot s)$（1995）基本一致。总的特点是东高西低，与岩石圈厚度相对应，东部变动于（60±8）$mW/(m^2\cdot s)$，西部一般小于 $50mW/(m^2\cdot s)$，最高值出现在藏南［羊卓雍错湖为 $146mW/(m^2\cdot s)$，羊八井为 $100mW/(m^2\cdot s)$］。

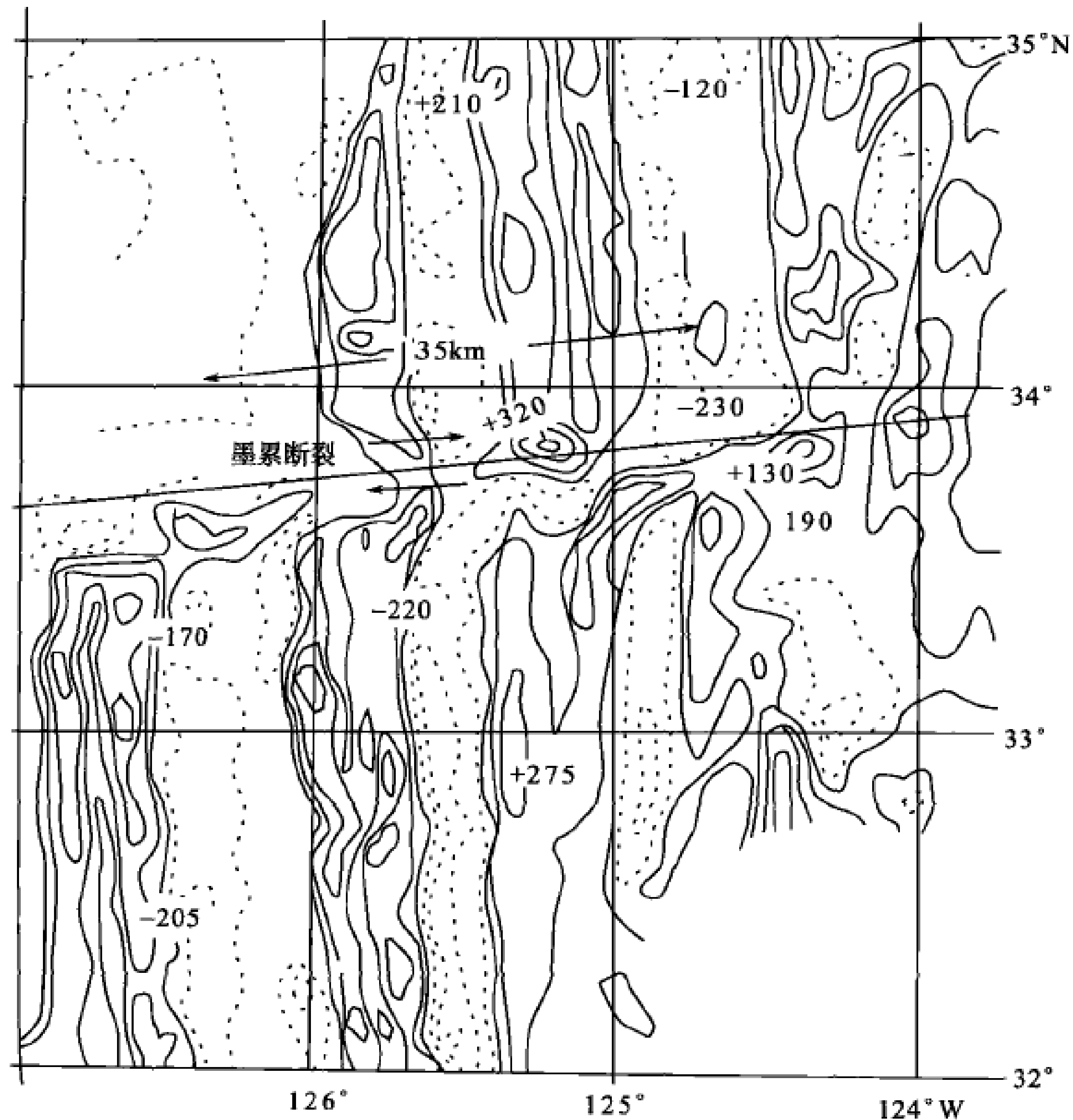


图 2-11　东太平洋隆起地磁场总强度异常图

（梅森，1958；Tarling，1971）

岩石圈热状态主要与 U、Th、^{40}K 等生热放射性同位素有关，它们主要富集在花岗岩/流纹岩中，后者比基性、超基性岩的生热率要大上千倍。根据我国大地热流、地壳岩石生热率和热

导率三个参数，所求得的岩石圈热结构特征表明：深部温度东高、西低，100km 处的温度在东北与东南沿海分别为 1287℃和 1253℃，而西北和西南只有 1142℃和 1120℃，二者相差 100℃以上。图 2-12 是根据壳幔热流比（q_s 壳热流/q_m 幔热流）所划分的中国五个热构造单元，反映东部地区比值小于 1，西部比值大于 1，中部二者接近，突出表现为华北是“热”幔“冷”壳，藏滇地区是“热”壳“冷”幔。其中华北盆地的冷壳热幔特征非常显著，华北盆地地幔热流高达 38mW/m²，占地表总热流量的 51%～62%，而藏西南地区的地壳热贡献要比地幔大两倍多。据此，汪集旸（1997）还划分出五种成因类型：准大陆裂谷型（华北型）、古裂谷型（攀西裂谷型）、陆-陆碰撞型（青藏型）、现代火山型（腾冲型）、多期次碰撞造山型（东南型）。

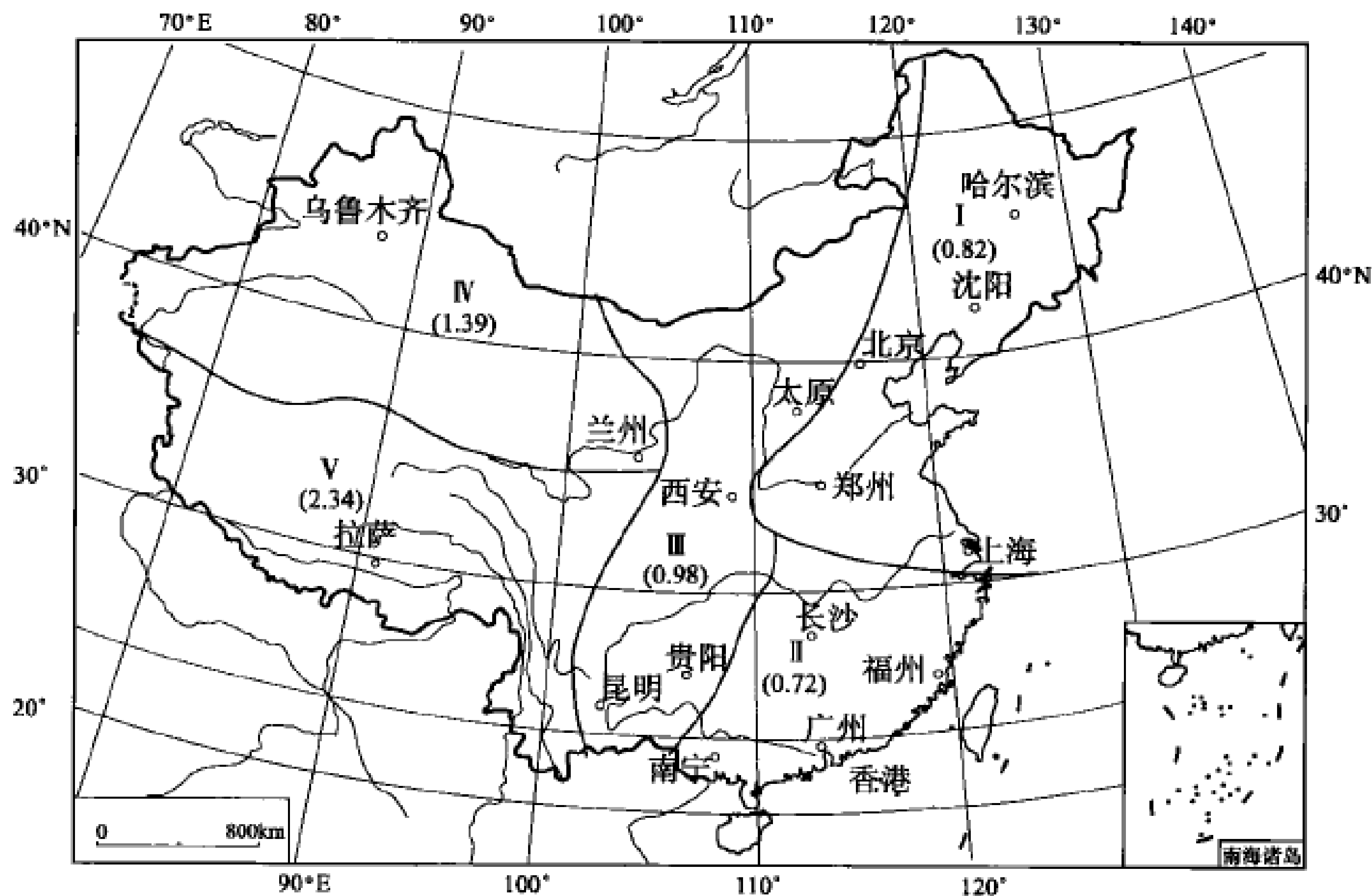


图 2-12　中国大陆地区热构造单元划分

（汪集旸等，1997）

Ⅰ. 东北热构造单元；Ⅱ. 东南热构造单元；Ⅲ. 中部热构造单元；Ⅳ. 西部热构造单元；Ⅴ. 西南热构造单元；括号中数字为壳/幔热流值

2.2.2　岩石圈力学结构

存在于岩石圈中的力表现为压力和应力，压力主要来自静压力，由两部分构成：一是负荷压力；一是流体压力。应力是一种侧向压力，通常与构造作用有关，地壳与岩石圈的变形和运动主要受这两种力的作用。

1. 压力

负荷压力也称静水压力，来自上覆岩层的重量，故随深度的增加而增大。每下降 1km 压力约增大 275Pa，正常地壳中的压力在 0.1～1GPa。震波数据表明，纯橄榄岩、橄榄岩、石榴子石橄榄岩和榴辉岩一定比例的混合物，在 1GPa 时 P 波速度与多数地区 Moho 面附近实测 P_n 速度一致。地幔中的压力状态尚未完全确定，一般认为它的增加与深度成正比，地幔底部

的压力约为 15GPa（Adenson and Hart，1976），但实验作出的超石英（Stishaovite）[①] 稳定在 16GPa 和 1200～1400℃，认为它是 650km 不连续面的重要组成矿物（林伍德，1978）。

流体压力包括 P_{H_2O}、P_{CO_2} 等。在地壳深处，因温度升高与重结晶作用，常常使孔隙愈合，这样一来封闭其中的流体压力会急剧增大并超过负荷压力（$P_{流体}>P_{负荷}$），这就会引起该处的压力异常，在深处形成高孔隙压力带，这是滑脱面、拆离面形成的重要原因。苗建宇等（1994）在作吐哈油田生油岩热演化时，发现成熟度逆转现象，上层的成熟度高于下层，也认为与高孔隙压力带的存在有关。在国外，也相继发现一些埋藏很浅的沉积岩中的流体包裹体显示出与埋深温度不一致的高温异常（于在平，1995），显然也是由于高孔隙压力所致。

构造应力是造成压力异常的重要原因，深俯冲引起的高压-超高压变质就反映了深部压力异常。直到 1983 年以前，人们一直认为变质作用的压力极限不超过 1GPa，深度不会超过正常地壳厚度。但是随着阿尔卑斯 Mg-Al 变泥质岩石（白片岩）的发现，先后又在 Dora Maira 地块中发现了柯石英（Chopin，1984）；在挪威南部发现了含柯石英的榴辉岩；在北哈萨克斯坦科克切塔夫发现了柯石英石榴子石辉石岩；德-捷边界发现了柯石英榴辉岩夹层。自 20 世纪 80 年代以来，我国大别-苏鲁地区除普遍发现柯石英包体外，还发现了含金刚石榴辉岩（徐树桐，1992）。这些岩石形成在 3GPa 压力和 100km 以下的深处，原岩均为表壳岩石，这就证明不仅消减洋壳残块可以进入地幔深处，而且表壳岩石也参与了地幔的物质循环。尽管目前其折返机制尚未完全解决，但超高压矿物及柯石英等得以完整保存至今，说明它们形成之后必定是快速折返的（为 3. 3～3. 6mm/a）。

2. 应力

震源机制解是研究现代应力场的主要手段，据此所确定的中国及邻区现代应力场如图 2-13 所示，西部地区主应力轴方向为 NNE，向东来逐渐向太平洋方向偏转，东北地区为 NNE 走向，华东地区则转变为近 EW 向，华南则转为 NW 向。很明显，围绕喜马拉雅东部大拐弯，主应力轴连续旋转 180°。在图 2-13 中，重力异常等值线代表地幔物质密度差，重力梯度带指示均衡补偿所派生的岩石圈物质运动轨迹，显然后者与现代地震机制解的结论完全一致。

现代应力场是板块运动的反映，中国大陆应力场就是印度板块、西伯利亚板块、太平洋板块和菲律宾板块共同作用的结果。最大水平应力方向与板块边界或主构造线方向垂直，在排除局部应力场影响后，大范围内区域应力场方向是固定不变的，中国西部从喜马拉雅至新疆的北部边缘，约 4000km 的距离内应力方向固定不变。

大陆内部的应力与板块边界有关，汇聚板块边缘是强挤压（有时出现扩张）应力带，裂谷与边缘海是强引张应力带，走滑边界是强剪切应变带，刚性强的地盾、台块地带为弱挤压或弱引张应变带。这是岩石圈上部的情况。

对深部的应力状态还所知甚少，如上所述，一般认为压应力随深度增加而增大，但反射地震资料业已揭示，中下地壳中发育由低角度正断层构成的拆离面，有些中源地震（70～300km）机制亦呈张性特征，碱性-弱碱性岩浆活动亦显示这种张性的岩浆通道（幔柱）可深达地幔深处，不过深处的张应力往往具张剪性质。

现代俯冲带的研究表明，海沟外侧，大洋岩石圈因黏滞力和摩擦力的阻挡会发生挠曲变形，形成高出海平面 300～800m，宽数百公里的外部隆起；海沟内 0～10km 的深部主要受重

---

① 超石英：Si^{4} 为六次配位，具八面体金红石结构，与柯石英一起发现于 Meter Crater。

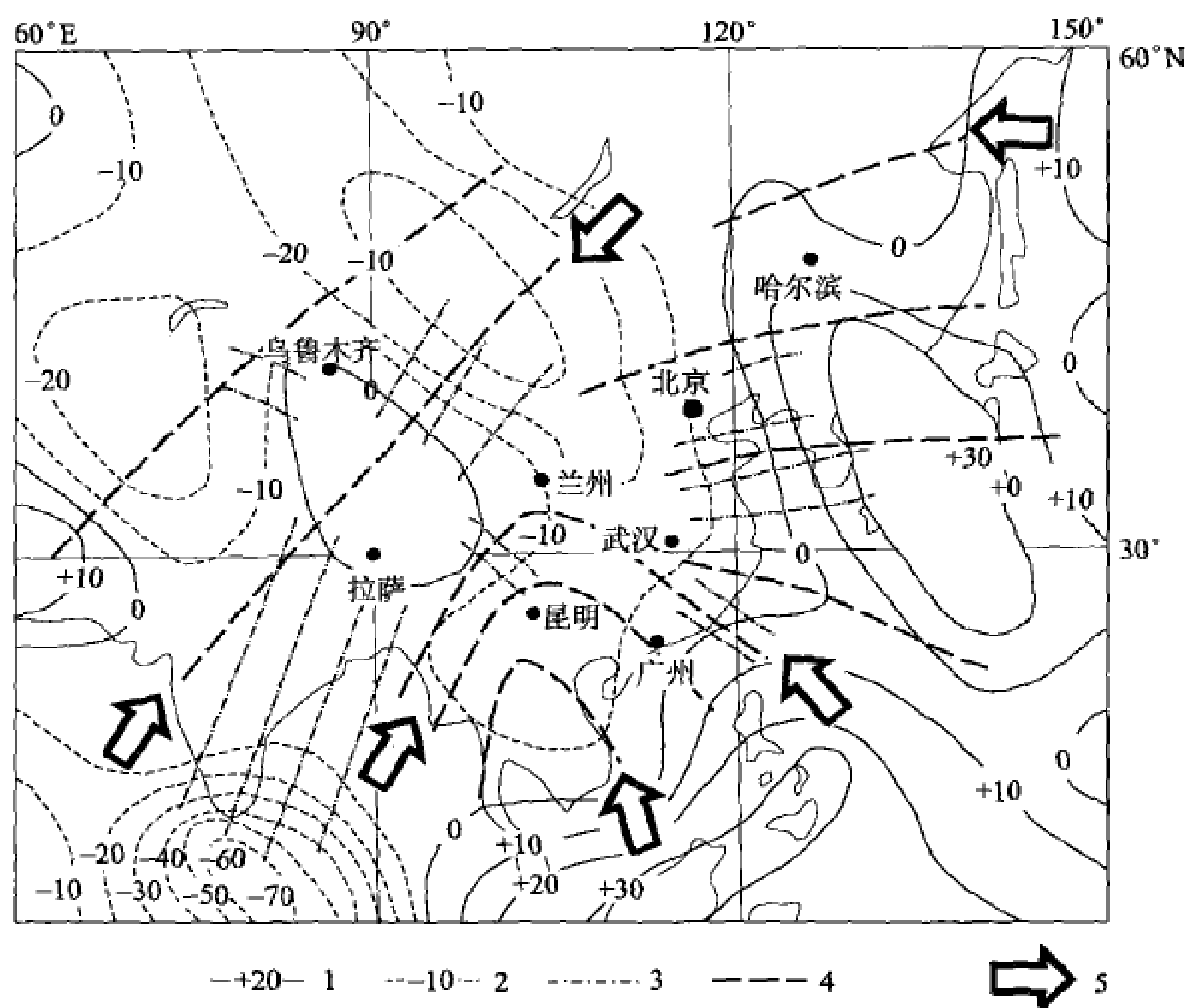


图 2-13 由卫星测定的中国及邻区的自由空气重力异常和现代应力场图
(Gapochkin et al., 1971；万天丰等，1984；胡凤珍等，1994)
1. 正重力异常等值线；2. 负重力异常等值线；3. 重力异常梯度带指示的物质运动迹线；
4. 应力场方向；5. 板块运动方向

力牵引，故以脆性变形为主，发育直立断层；由上而下仰冲板块一侧的变形为弯曲→滑动褶皱→透镜状褶皱→流动褶皱，这是岩层从脆性破裂、层面滑动到粒间滑动的反映。褶皱型式取决于韧性均值（mean ductility），这是埋深的函数；依赖于温度、围压和韧性对比值（ductility contrast，砂泥岩互层的岩性效应），在围压稳定时取决于温度变化。图 2-14 是日本关东山地南部四万十群的变形，反映变形强度从外带向内带，由上而下增强。

在俯冲带内塑性流动可能发生在 10～30km，低温高压变质发生在 20～30km 的深度。在 20～60km 的深度上以流动蠕变和逆冲变形为主，浅源地震（大于 70km）资料也证实这里属于挤压应力场（黄怀曾等，1994）。在 60～350km 处，因俯冲板片密度大、温度低，在高围压下会产生负浮力，故这里的中源地震显张性特征，主张应力轴接近俯冲方向。在 500～200km 处，因下地幔黏滞性大，俯冲受阻，故又以挤压应力为主。

碰撞板块边界以浅源地震为主，主压应力轴垂直造山带的延伸方向。这里呈低速地壳、高速地幔特征，地幔岩石圈冷而密度大，刚性强，故不易变形，无明显增厚现象，很少有中源地震发生。地壳上部处于开放系统，挤压褶皱并伴随着重力引张；下部为封闭系统，以构造侵位和蠕动变形为主。小于 15km 的上层为断面向下渐趋水平的脆性逆冲，15km 以下因巨大的负荷压力和温度升高，转变为韧性剪切滑动，发育滑脱面，滑脱面常与已有构造面（不整合面、结晶基底顶面及岩相界面、构造界面等）重合，滑脱面上发育水平拉伸线理、流劈理、A 型平卧同心褶皱；远离剪切中心拉伸线理和流劈理减弱，褶皱亦转变为 B 型；当封闭条件好时，可发生高温变质和局部熔融。

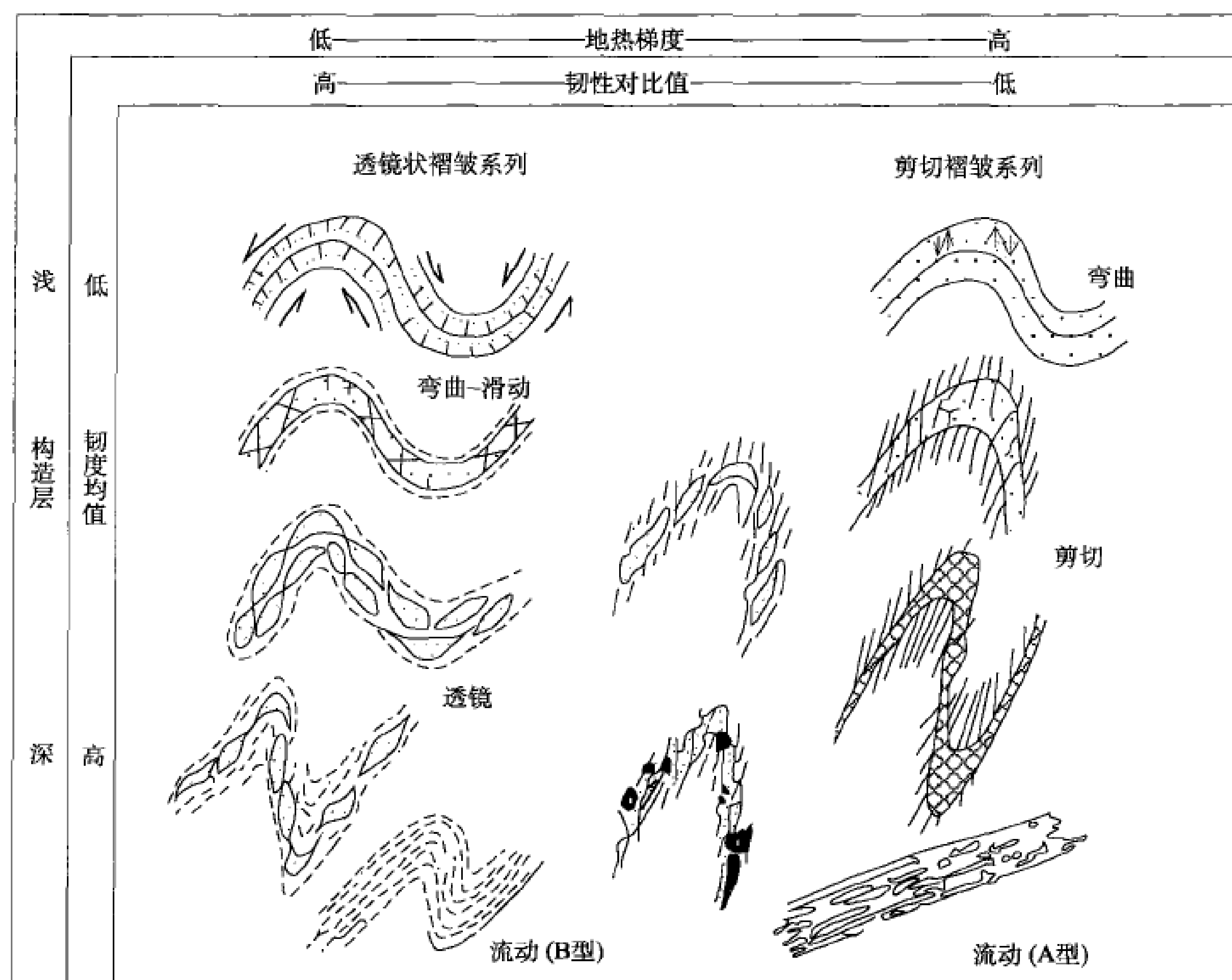


图 2-14　关东山地四万十褶皱带南部小佛群中的褶皱形态及其分布与构造层位的关系
(Taira et al., 1982)
本图表现了透镜状褶皱和剪切褶皱序列

在碰撞造山带外侧，常形成垂直挤压方向的正断层，有时亦出现所谓的碰撞裂谷，这是由于地壳增厚派生浮力的横向扩展所致，引张力可一直延伸到中地壳。随着挤压力的持续作用，增厚地壳向两侧的扩展会形成很多对称的扇状构造（科伯构造），浅部断层逐渐直立从而转变为以扭动或旋转变形为主，在主滑动面弯曲或分叉处会形成复杂的堑垒构造。

在大陆裂谷地带，上地壳主要发育与伸展作用相伴随的铲形断裂，向下延伸形成韧性引张带，深层引张量大于浅层，故在张性断陷盆地之上往往形成更宽广（理论上大 3～5 倍，实际上远不止这个数值）的拗陷盆地，有些滑脱带可以穿透地壳进入上地幔。张性盆地模拟的困难之处在于，伸展量往往不完全是温度的函数，区域隆升的因素常很重要。

3. 古应力场恢复

古应力场的恢复多从断裂、裂隙、脉岩、面理和线理的测量入手，在赤平投影图上求其主应力轴方位。图 2-15 是 Кресиков（1992）对天山-帕米尔地区的应力测量，他将该地区分为 11 个构造区，根据各构造区不同时代的裂隙性质确定区域应力场。结果显示，新生代和较古老岩石中都存在 NE 和 SN 向挤压应力，前者应与上新世-第四纪初的区域隆升有关；中生代岩石中存在近 SN 向并向北陡倾的挤压应力，是由中生代末-古近纪（可能至中新世）构造环境决定的；古生代岩石裂隙的挤压轴近 SN，且向北缓倾，应与加里东和海西旋回的最后阶段相当；

前寒武纪岩石确定的应力场是元古宙末至古生代初构造环境的反映，与新构造运动有某些相似之处。虽然上述测量和统计都很粗略，反映的主应力方向在地质历史时期多变，但大体上还是与地质情况相吻合，即历史上主应力轴以靠近南北方向占优势，从而决定了区域构造线方向以近 EW 向为主。

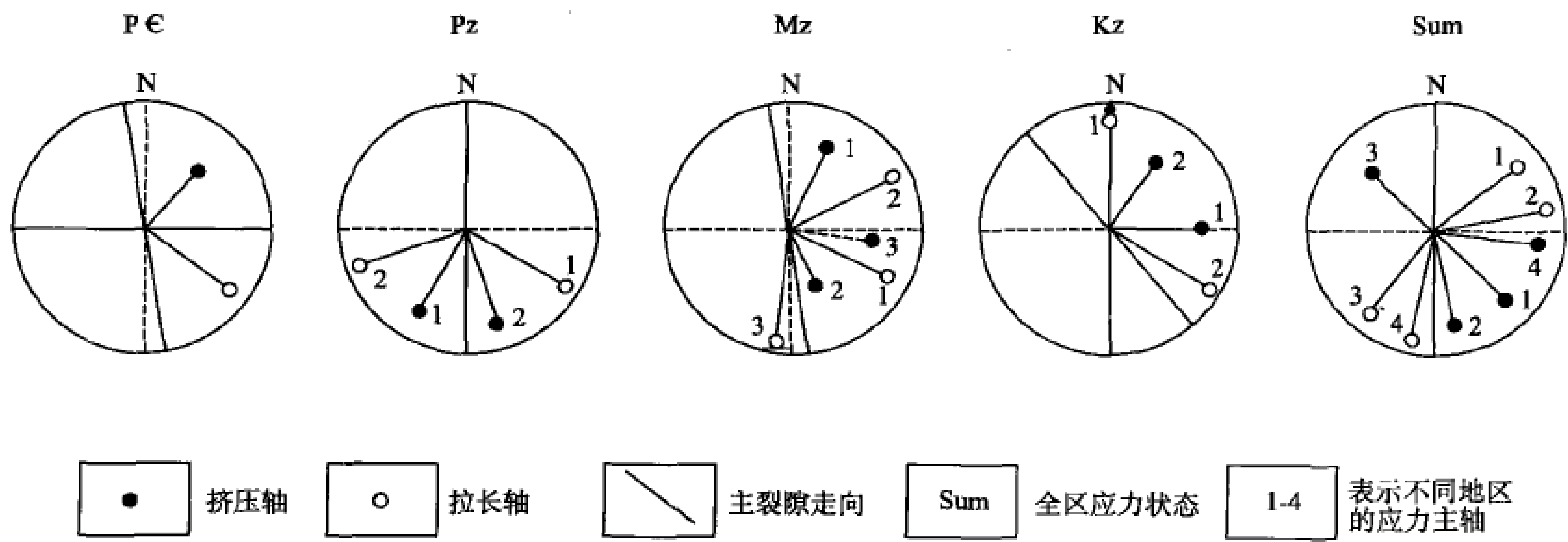


图 2-15 根据不同时代岩石裂隙性质恢复的总区域应力场
（Hnta，1994，转引自胡凤珍等，1997）

我国古应力场研究（主要依据变形形迹、古地磁资料等）表明，晚三叠世至早白垩世早期，我国东部在挤压背景下以左旋剪切为主，由东向西位移幅度减小，从而造成东升、西降；早白垩世晚期后，随着来自西藏的挤压力增强，形成东降西升，东部以北西向右旋剪切为主，西部以近南北向挤压隆升为主；西部地区自晚三叠世发生顺时针旋转后，大规模地向北运动发生在侏罗纪，但自南而北减弱，塔里木-柴达木一线在三叠-侏罗纪时表现为弱引张；新生代自南而北的推挤也有减弱趋势，南部的强烈抬升至少到青海南部高原区不仅不存在挤压变形，相反出现弱伸展构造和面积为 10 000km^2 的碱性岩喷出；中新生代的滇西地区则一直以近南北向的右旋剪切变形为主。

4. *PTt* 轨迹的应用

岩石圈加厚隆升均可引起温压状态的改变，*PTt* 轨迹是描述这一过程的最有效方法，某一岩石的 *PTt* 轨迹就反映了从其变质历史的起点到剥露于地表所经历的 *P*、*T* 条件的连续变化过程。近些年来一些研究者又把 *PTt* 轨迹与构造变形联系起来，提出 *PTt*D（变形）轨迹，Tuisku 和 Laajoki（1990）又通过成岩格子研究把组分因素考虑进去，提出 *PTt*DX（组分）轨迹，所以 *PTt* 轨迹是一种研究深部构造过程的前缘方向（庄育勋，1997）。

一般说，变质作用的 *PTt* 轨迹表现为顺时针和逆时针两种。顺时针 *PTt* 轨迹表现为先增温增压达到最大压力值，随后减压或等压增温达到温度最大值，最后减压冷却。其轨迹通常解释为地壳增厚，然后风化剥蚀或拉张、减薄、岩石圈拆离及造山塌陷，反映了碰撞造山带在演化过程中温压条件随时间的变化。逆时针 *PTt* 轨迹表现为先等压加热，达到最大温度值之后等温或降温增压，达到最大压力值，最后是减压冷却过程。这种轨迹解释为，先是板块拉张减薄，幔源岩浆上升加热，随后由于岩石圈地幔减薄而地壳加厚，最后是造山回返剥蚀。这反映了陆壳拉张地区和岛弧、大陆边缘地带温压条件的变化。

PTt 轨迹是构造环境的定量表现，图 2-16 是 Spear 等（1984）根据石榴子石环带剖面所计算的不同构造环境的 PTt 轨迹，其中图 2-16（a）显示抬升和侵蚀是控制矿物共生组合的主要因素，沿前进变质的 PTt 轨迹在降压时发生加热作用，而退变质的 PTt 轨迹则在降压期间发生冷却作用；图 2-16（b）表明岩浆在变质同期侵入将导致接触变质的叠加作用；图 2-16（c）表明热岩石就位于冷岩石上面的推覆地区，上盘显示降压期间的冷却作用，而下盘显示增压期间的加热作用；图 2-16（d）表示冷岩石就位于热岩石上面的推覆地区，上盘呈现出降压期间加热，下盘呈现增压期间冷却。图 2-17 为逆掩引起地壳增厚情况下的 PTt 轨迹，地壳增厚会导致隆起剥蚀，产生明显的加热效应和压力下降，出露于地表变质岩的“高峰”变质条件是这一事件的记录。图中设侵蚀作用在逆冲事件之后 20Ma 时发生，当时 A 岩石所处的 PT 条件为 12×10^8Pa 和 650℃；至 33Ma 时，侵蚀作用使压力下降到 9×10^8Pa，而温度上升到 720℃最高值；此后，压力和温度均下降，40Ma 时压力下降至 7.5×10^8Pa，温度下降到 700℃；因岩石逐渐接近地表，温度迅速下降，在 60Ma 和 80Ma 时分别达到 500℃和 300℃；在逆冲事件之后 150Ma，A 岩石到达地表；PTt 轨迹总的表现为一种在挤压环境下的减压降温过程。

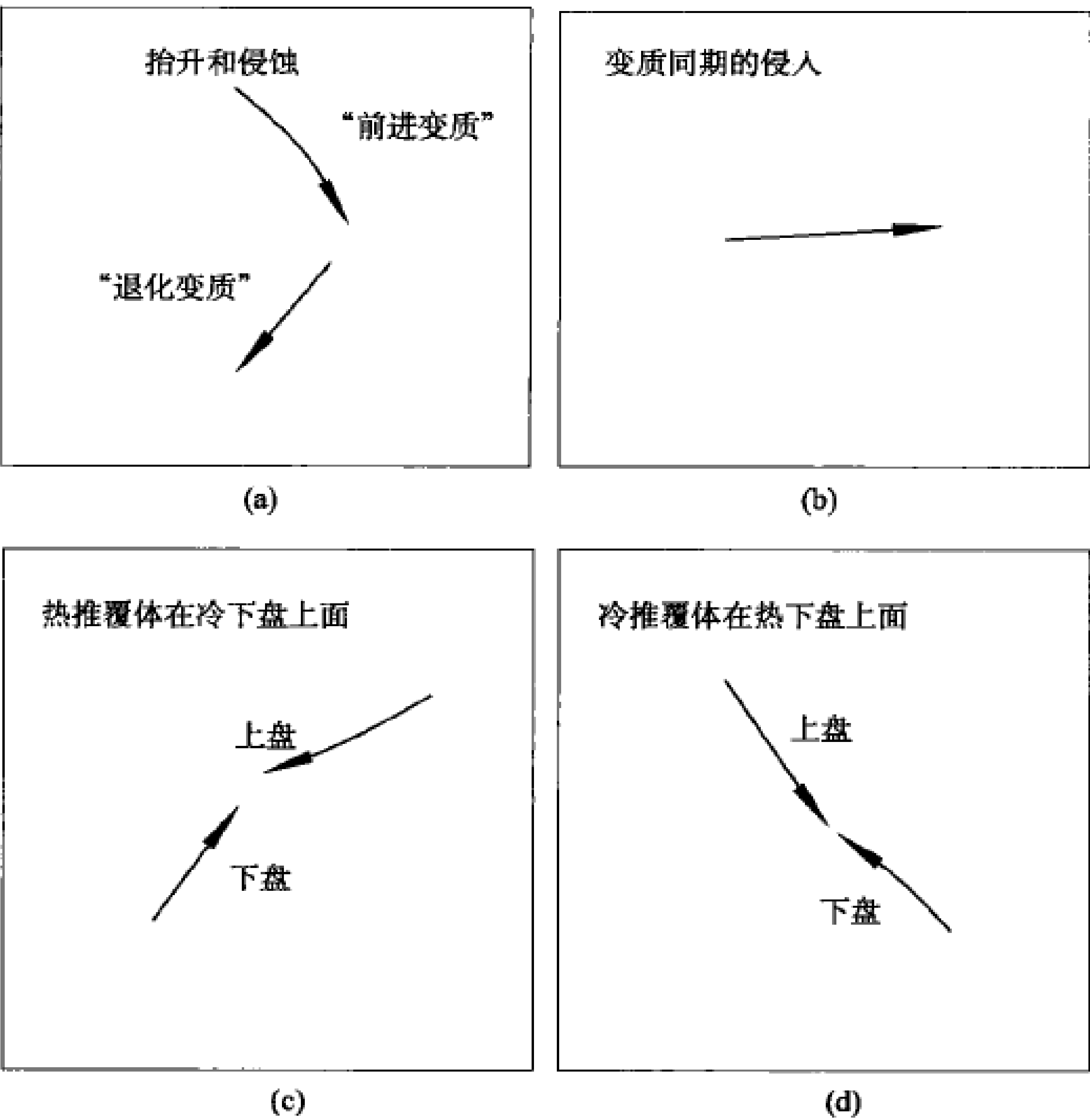


图 2-16　岩石在多种构造环境中的变质作用期间所遵循的 PTt 轨迹

（Spear et al.，1984）

PTt 轨迹对构造环境的解释也存在多解性，因为该方法所依赖的温度与压力的关系较复杂，如地壳增厚可以与降温伴随，也可以引起增温，当有热的软流圈物质侵入时，温度又会受到更大的干扰。所以大陆岛弧环境的岩石既可以表现为逆时针的 PTt 轨迹（靠近大陆边缘），也可表现为顺时针 PTt 轨迹（远离大陆边缘）；虽然碰撞造山带多表现为初期增温降压，峰期后等温减压的顺时针 PTt 轨迹，但碰撞造山带多为拼贴带，不同构造块体可能具有各自独特的轨迹。

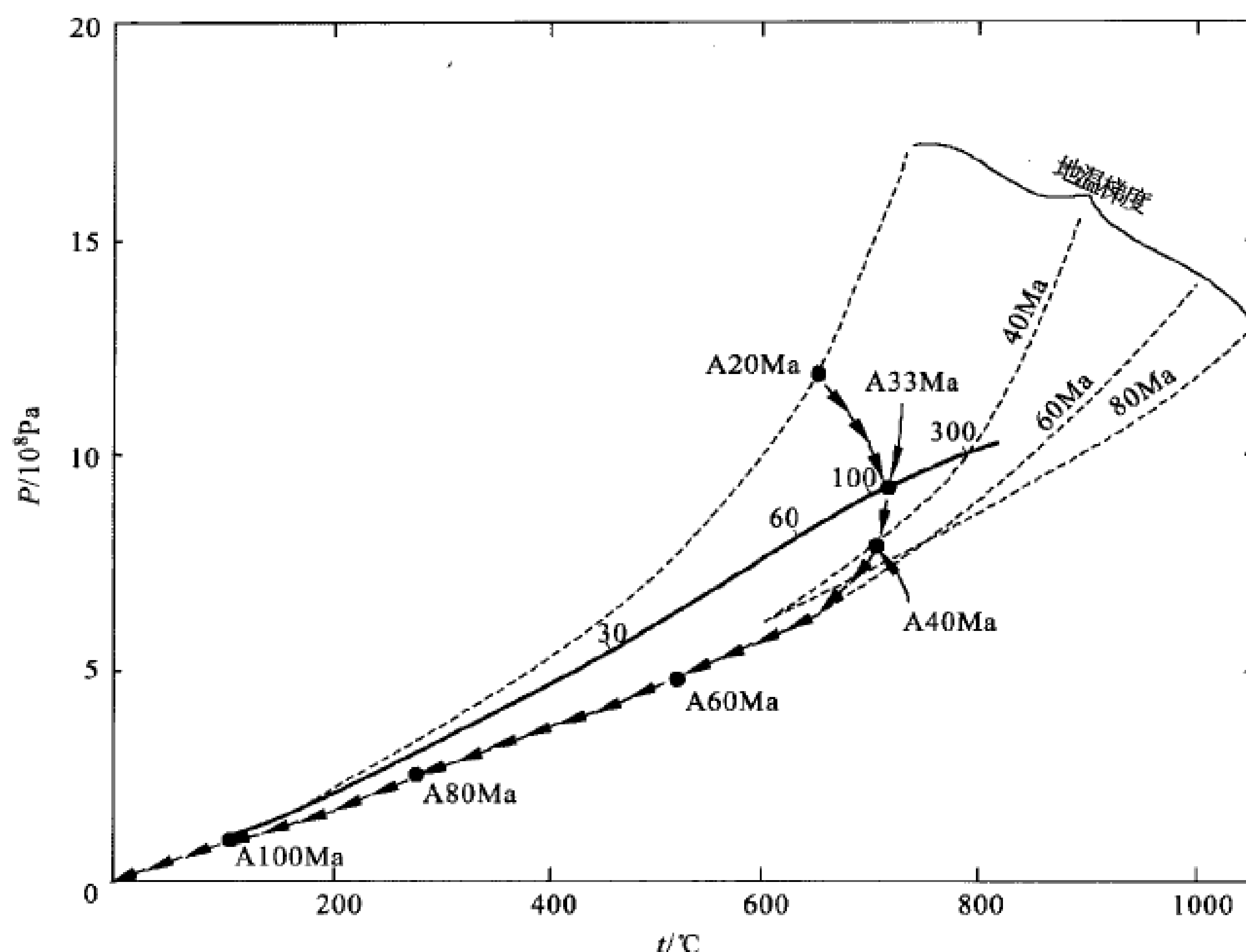


图 2-17　在逆冲作用之后陆壳中 A 岩石所遵循的 PTt 轨迹

(England and Richardson, 1977)

图中箭头表示 PTt 轨迹，虚线表示陆壳在逆冲作用之后 20Ma、40Ma、60Ma 和 80Ma 时的地温梯度线；实线表示变质地温梯度，该线上注明了岩石到达地表的时间

2.3　化学地球动力学

化学地球动力学（chemical geodynamics）是地球化学与地球动力学相结合的一门边缘学科，它综合运用元素地球化学、同位素地球化学和地球物理等手段，研究地球各圈层的组成、演化与相互关系，以及它们对资源、环境和自然灾害等的制约。

2.3.1　壳-幔的岩石、矿物与化学成分

1. 大陆地壳

前已述及，地壳的岩石成分和化学成分尚不确定，不同地区也差异甚大，但总的来看地壳从上到下波速的增加既是变质程度的反映，化学成分的变化对其也是一个重要的影响因素。一般认为，中、上地壳成分接近花岗质-闪长质层，下地壳接近闪长质-花岗闪长质，长英质成分可以进入下地壳，中上地壳中也有一些镁铁质夹层。表 2-1 是高山等（1992）所作的华北台块、扬子台块下地壳与秦巴造山带中-下地壳的平均化学成分，亦表现为闪长质与花岗闪长岩质。多数研究者设想下地壳是长英质麻粒岩、闪长岩、斜长岩和角闪岩的某种组合，古造山带和现今陆缘的下地壳底部才可能有基性麻粒岩。大陆边缘地区可能由薄的大洋型硅镁壳和大陆型硅铝壳组成，P 波速度为 7.7～7.8km/s，厚度可达 15～30km，这类地壳称过渡壳，这是陆

缘地区活动性强的主要原因。这类波速也存在于大陆裂谷和年青造山带之下，一般称为壳幔混合层，在洋中脊和大洋盆地中，地壳底部也广泛存在 V_p 为 7.1～7.6km/s 的壳幔混合层。

表 2-1　大陆中下地壳成分对比表（高山等，1991）　　（单位：%）

项目	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\sum FeO$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
华北地块下地壳	60.30	0.64	13.71	6.88	0.14	3.86	6.29	3.25	1.89
扬子地块下地壳	66.62	0.48	14.67	4.58	0.11	2.25	2.17	3.25	3.36
秦巴造山带中-下地壳	63.37	0.66	13.91	5.60	0.12	2.86	4.16	3.50	2.43

2. 地幔岩石圈

地幔岩石圈的成分据波速、包裹体及实验岩石学资料显示，多认为是橄榄石、辉石和石榴子石的某种组合，按 Ringwood（1978）的意见，岩石成分主要是纯橄榄岩和橄榄岩，含有少量榴辉岩的分凝体。表 2-2、表 2-3 是刘玲根和 Bassett 根据实验作出的地幔化学成分和矿物成分（黄怀曾等，1994）。

表 2-2　秦岭等地上地幔成分的质量分数 W_B　　（单位：%）

项目	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	K_2O/Na_2O
华北南缘	43.74	0.84	7.18	5.94	6.60	0.17	5.21	6.29	0.94	0.34	0.15	0.41	1.84	0.36
商丹断裂	43.73	0.23	3.99	2.84	6.06	0.14	33.50	3.48	0.63	0.53	0.08	0.41	4.22	0.84
扬子北缘	44.93	0.41	5.39	6.05	5.12	0.16	33.24	3.28	0.83	0.31	0.10	0.17	0.80	0.37
地幔岩①	43.95	0.57	3.88	0.75	7.50	0.31	39.00	2.60	0.60	0.22				0.36

①据 Ringwood 等（1978）地幔岩成分，以 3 份合成橄榄岩、纯橄榄岩与 1 份玄武岩平均计算所得结果。

资料来源：刘玲根等，1992，按 Ringwood 等（1978）上地幔岩模型计算

表 2-3　地幔矿物组合（刘玲根等，1992）

深度/km	压力/10^8Pa	矿物	摩尔分数/%	质量分数/%	密度/(g/cm^3)
50（上地幔）	15	橄榄石 M_2SiO_4	58	62	3.33
		富铝辉石 $0.89MSiO_2 \cdot 0.11H_2O$	33	25	
		绿辉石 $0.82CaMgSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	8	12	
		铬铁矿 $FeCr_2O_4$	0.4	0.7	
		钛铁矿 $FeTiO_2$	0.3	0.3	
		六方钾霞石 $KAlSiO_4$	0.1	0.1	
150～220	50	橄榄石 M_2SiO_4	58	62	3.53
		富铝辉石 $0.99MSiO_3 \cdot 0.01Al_2O_3$	18	14	
		镁铝榴石 $0.77MSiO_3 \cdot 0.23Al_2O_3$	15	14	
		绿辉石 $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	8	12	
400～420	140	尖晶石变种 M_rSiO_4	58	60	3.53
		辉石 $MSiO_3$	13	10	
		石榴子石 $0.82MSiO_3 \cdot 0.11Al_2O_3$	20	15	
		绿辉石 $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	8	12	

续表

深度/km	压力/10^8Pa	矿物	摩尔分数/%	质量分数/%	密度/(g/cm^3)
570	170	尖晶石 M_2SiO_4 石榴子石 $0.89MSiO_3 \cdot 0.11Al_2O_3$ 绿辉石 $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	58 33 8	62 25 12	3.62
<670	200	尖晶石 M_2SiO_4 钛铁矿 $FeTiO_2$ 透辉石-Ⅱ $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	58 33 8	62 25 12	3.77
670	>240 （均匀模式）	钛铁矿 $FeTiO_2$ 钙钛矿 $MSiO_3$ 盐岩 MO 透辉石-Ⅱ $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$	33 29 29 8	25 4418 12	4.02
>670	>240 （均匀模式）	钙钛矿 $MSiO_3 \cdot 0.06Al_2O_3$ 透辉石-Ⅱ $0.82CaMSi_2O_6 \cdot$ $0.18NaAlSi_2O_6$	62 29 8	67 20 12	4.08
670	240（不均匀模式）	钙钛矿 $MSiO_3 \cdot 0.06Al_2O_3$ 透辉石-Ⅱ $0.82CaMSi_2O_6 \cdot 0.18NaAlSi_2O_6$ 盐岩 $0.87MgO \cdot 0.13FeO$ 锰钡矿 $KAlSi_2O_6$	84 6 10 0.04	83 12 4 0.1	4.12 4.08
700～1050		钙钛矿固溶体（Mg，Fe，Ca）SiO_3 钛铁矿固溶体 $MgSiO_3 \cdot Al_2O_3$ 盐岩（Mg，Fe）O 钙铁酸盐结构 $NaAlSiO_4$		60 24 14 2	4.12
1400～1600		钙钛矿固溶体（Mg，Fe，Ca）SiO_3 钙铁酸盐结构 $NaAlSiO_4$ 钙钛酸盐结构（Mg，Fe）Al_2O_3 盐岩结构（Mg，Fe）O 高压相 Fe_2O_4			

2.3.2 壳-幔成分研究

1. 元素地球化学

Si、Al、K、Na、Ca、Mg 等常见元素是壳幔岩石的主要成分，其总的含量虽也显示由地壳到地幔的规律变化（如 SiO_2 百分比），但无法说明化学成分相近的岩石为什么出现在不同的构造环境中，无法表现岩石在形成过程中部分熔融、分离结晶、蚀变和混染的细微变化，所以微量元素就成了目前研究壳幔化学结构、元素迁移、混染的最有效手段。微量元素（trace elements）指岩石圈与天然岩石中含量极少（小于 0.1%）的那一类元素。根据研究对象，微量元素主要区分为下列五种类型。

（1）第一过渡族元素（TE）（Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu 等），Allegre 等（1973）在研究了地壳中过渡族元素球粒陨石标准化的分配形式后指出，从超基性的橄榄岩到酸性的花岗岩，其分配曲线越来越像“W”形，其中 Ti、Cr、Ni 更常用。

（2）稀土元素（REE）是从 La-Lu 共 15 个镧系元素与钇（Y）元素的总称，它们多呈三价，性质相近，密切共生，具稳定的配分形式，且不易受风化作用与热液蚀变的影响，在成因岩石学研究中应用很广。同时，随着高温高压实验技术的发展，发现 REE 在各种相中的分配形式受温度、压力和介质条件的控制，而且不是随机的，可以用精确的数学方程式描述，这就是分配系数（Kd）：表述在平衡体系中微量元素在共存两相之间的活度或浓度比为一常数。

（3）大离子亲石元素（LiL），主要包括 K、Rb、Cs、Sr、Ba、Th 等，它们是主要的造岩元素，在地壳中富集，是衡量地幔亏损程度的重要指标。

（4）相容元素（compatible element）和不相容元素（incompatible element），前者指易被结晶相收容的元素，包括部分过渡族元素（Sc、Cr、Ni、Co）和部分大离子亲石元素（Sr、Rb、K，对部分矿物兼容）等；后者指不易被结晶相收容的元素，又分为弱不相容元素（Zr、V、Ti、Hf 和 HREE 等）和强不相容元素（Rb、Ba、K、Th、La、Ce、Nb 和 Ta）。

（5）活动元素和非活动元素，前者指易溶于流体且易被流体携带迁移的元素，如 K、Rb、Sr、Ba、Th 等，它们均具大半径、低电能，即低场强元素（LFS）；后者主要指 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等，均具小半径、高电能，即高场强元素（HFS），均难溶于流体且不易被流体携带迁移。

2. 稳定同位素

稳定同位素指原子序数小于 83 号的那些同位素，常用的主要为 O、Sr、Pb、Nd 等同位素。例如，现在业已发现，地幔与地壳在 Pb、Sr、稀有气体、Nd、O、S、H、C 等同位素组成上显著不同；据此划分出富集地幔（富集 K、Rb、U、Th 等）和亏损地幔（亏损 K、Rb、U、Th 等）。

3. 捕虏体与捕虏晶研究

捕虏体与捕虏晶有幔源、壳源两类，它们是研究岩石圈成分的窗口。幔源来自碱性玄武岩、金伯利岩及其相关岩石（霞石岩、钾镁煌斑岩、超镁铁质煌斑岩、火成碳酸盐岩），近年来在闪长岩中也发现幔源捕虏体。一般来讲，捕虏体再造的地幔状态代表了寄生岩喷发或侵位时的深部情况。例如，可根据石榴子石和两种辉石（样品包括石榴子石二辉橄榄岩、地幔分凝体石榴子石二辉岩及下地壳麻粒岩）及石墨与金刚石的平衡温压，计算寄生岩喷发或侵位时的温度；测定捕虏体中各种矿物在相应温压条件下的 V_p 值，并与实验资料对比，大致确定 Moho 面的性质和深度；根据金伯利岩和橄榄岩在高温剪切状态下的地温曲线确定岩石圈-软流圈界面；根据捕虏体的特征研究地幔不均一性、交代作用及壳幔演化。这些研究认为上地幔主体是分离地壳后的难熔残余，认为原始地幔在高压（20GPa）绝热状态下大于 50％的熔融形成太古宙地壳，后者也可能是 3.8～3.9Ga 前撞击到地球上的陨石与地幔橄榄岩的混合物，后者是一些低比重（SiO_2 含量高）、含铁低的岩浆，与科马提岩、洋脊玄武岩等热点型岩浆明显不同；也可以根据不同时代的幔源捕虏体研究岩石圈的演化过程，根据金刚石捕虏体中与 MgSi、CaSi 钙钛矿共生的低 Ca（低于正常橄榄岩与榴辉岩）石榴子石，研究下地幔的物质交换。图 2-18 是地幔捕虏体研究所获得的欧洲岩石圈的不均一性，稳定的地盾区具有厚的岩石圈；海西造山作用使岩石圈减薄，从而形成源自软流圈的尖晶石橄榄岩；阿尔卑斯造山带地区因碰撞作用可能引起榴辉岩及含金刚石橄榄岩的抬升；西地中海岩石圈很薄，推测地幔为斜长石相和尖晶石相橄榄岩。碰撞造山作用使沉积物组分进入地幔，从而形成欧洲晚期的超钾质、钾质与钙碱性火山活动。

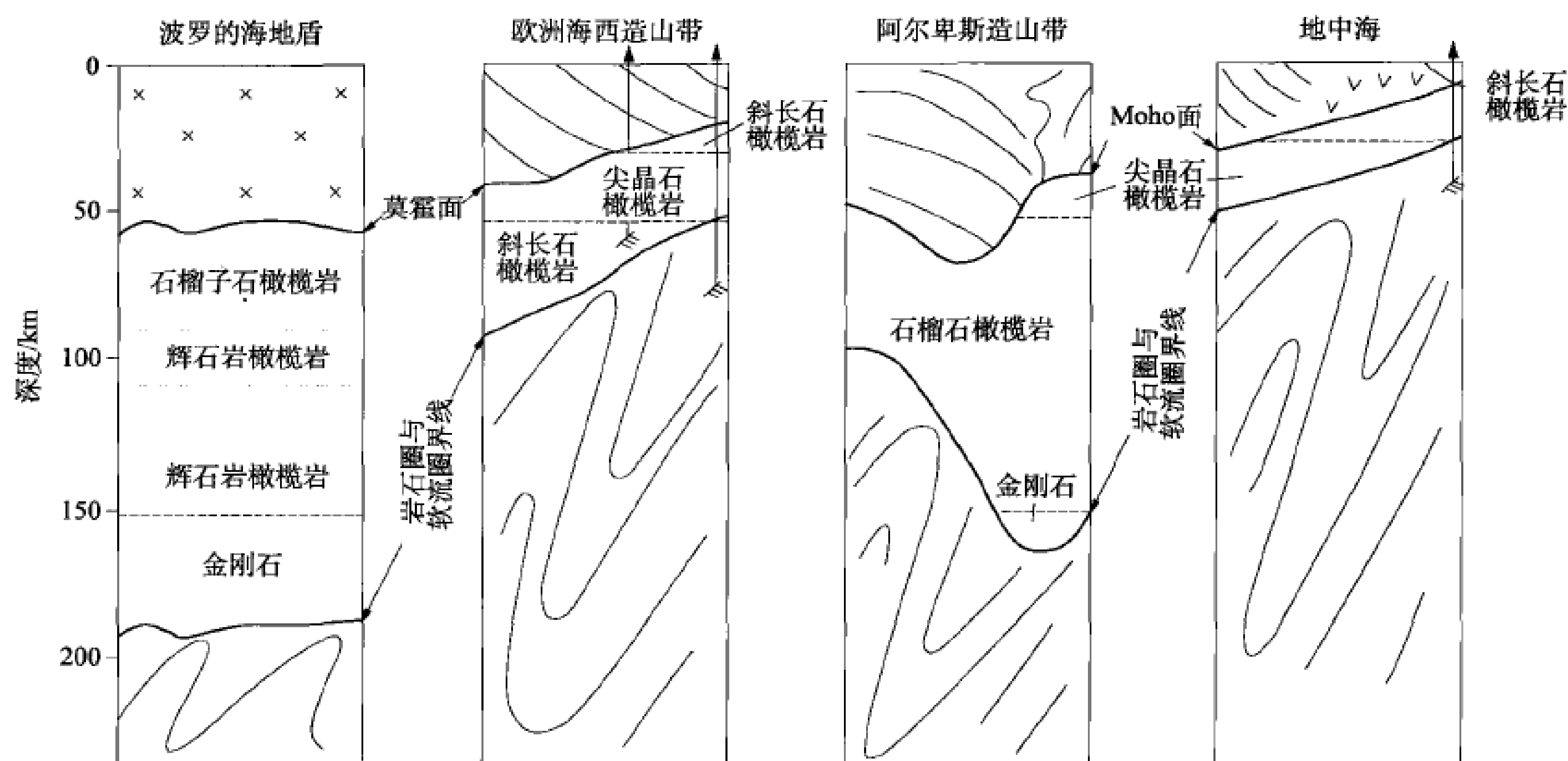


图 2-18　欧洲由北至南典型地区岩石圈剖面

（Griffin 等，1997，转引自路凤香，1997）

此外，根据下地壳捕虏体（具麻粒岩相组合），可确定其岩石组成（主要为镁铁质二辉麻粒岩、透辉斜长麻粒岩与斜长紫苏花岗岩）、演化特征（下地壳麻粒岩相变质作用和花岗岩石的形成可能与玄武质熔体的底辟作用有关）以及地壳形成的厚度和温压条件等。

4. 流体包裹体研究

矿物结晶时，介质中的部分气液或硅酸盐熔体被密封于矿物晶体之中，从而形成具有独立、封闭地球化学体系的流体包裹体。由于流体包裹体自形成之后完全与外界隔绝，它的物理化学性质就完全代表了矿物形成时熔融体性质，因此可以通过对流体包裹体的研究恢复其形成时的条件，这就为深部构造和气液成分研究开辟了一条有效途径。

这项工作的主要研究内容有：温度测定、密度测定、压力与形成深度的估算、化学成分与同位素组成的测定等，测定年龄的方法目前也已开展。由于流体包裹体既可形成于幔源或壳源岩浆源区，也可形成于有新矿物形成的不同变质条件下，后者对动力变质带更为重要，因此它是构造研究从定性向定量发展的重要手段，有极大的应用前景。在物质成分研究方面更显得重要。例如，对大量火山岩和地幔岩流体包裹体的研究发现，其气体成分主要是 H_2O、CO_2、烃类、N_2、H_2、H_2S 及一些稀有气体；杜乐天等（1994）报道，曾在中国东部玄武岩中的地幔包体中测得甲烷、乙烷、乙烯、丙烷等大量烃类及 CO_2 等气体；俄罗斯科拉半岛的超深钻中，于太古宇片麻岩和角闪岩中发现沥青包裹体和高浓度 H_2、CH_4、He、N_2 及卤水；夏林圻等根据包裹体成分研究得出上地幔上层的氢气和甲烷含量为 1%～2%，下层为 12.1%～10.8%。这些数据表明地幔深处存在着丰富的烃类物质，可能是油气形成的重要物质来源，后者已得到稳定同位素数据、油气田地球化学勘探数据及地震勘探数据的部分证实，可能开辟一条永不枯竭的新的能源途径，具有重要的理论及实际意义。目前幔源 CO_2 气在我国已经进入开采利用阶段。

2.3.3 壳-幔物质交换（玄武岩、花岗岩、蛇绿岩与深俯冲研究）

1. 玄武岩研究

广布于地壳表面的各类玄武岩均来源于地幔，形成过程中又经过不同程度地分融与混合（混染），能有效地反映某一地区的壳幔成分及其演化过程。现有研究成果表明，玄武岩 LiL、LREE、HFS 的富集与亏损及相对比值可以反映其形成的构造环境和演化过程。例如，只有 LiL 富集的玄武质岩石仅出现在岛弧环境，因为只有大洋板块俯冲期间的脱水反应才能大量富集 LiL 元素；对 REE、LiL 和 HFS 同时富集的玄武质岩石主要形成于大陆内部；只富集 LREE、LiL 的钙碱性玄武岩可以出现在大陆的任何环境（包括克拉通与岛弧），因为只要参与有陆壳物质的部分熔融，均可构成其形成条件。大洋拉斑玄武岩的稀土配分型式分为亏损型（N-MORB），指 LREE 强烈亏损；过渡型（T-MORB），具平坦型或轻稀土富集模式；富集型（E-MORB），以轻稀土出现不同程度明显富集为特征［图 2-19（a）］。一般认为 N-MORB 源区为强亏损的软流圈地幔的高度部分熔融（大于 15%），而 E-MORB 的源区有富集地幔物质加入到软流圈地幔中，富集地幔又分三类：EM_1，与古老陆壳下地幔岩石圈的再循环有关；EM_2，与消减的再循环沉积物有关；EM_3，高 U/Pb 比地幔，可能与地幔内的交代作用有关。

大陆及其边缘地带的玄武质岩石主要有三种类型，即岛弧拉斑玄武岩、大陆拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩，三者是研究陆壳组成和成因的重要途径。目前除对岩石、矿物方面的研究外，微量元素研究已成为广泛采用的重要手段，三者在组成上主要表现为 LiL、LREE 和 HFS 的富集和亏损程度。总的来讲，它们都以 LiL、LREE 富集和 HFS 亏损为特征，但岛弧拉斑玄武岩的 LiL 明显富集，HFS 亏损程度最高［图 2-19（b）］；钙碱性玄武岩更富集 LREE（以不出现平坦型或亏损型稀土配分模式为特征），从而区别于岛弧拉斑玄武岩，后者虽 LREE 也略有富集，但常出现这种稀土配分［图 2-19（c）］，钙碱性玄武岩也表现为某种程度 LiL 的富集和 HFS 的亏损；大陆拉斑玄武岩和前两者相比，LiL、LREE 和 HFS 都有富集，且以富集不相容元素，Cr、Ni 等相容元素强烈亏损为特征［图 2-19（b）］。这是由它们形成过程和方式所决定的。

（1）岛弧拉斑玄武岩。LiL 的富集与大洋板块在消减过程中脱水的过滤作用有关，在这一条件下，LiL 比 LREE 活动性更强，表现出明显的富集；HFS 的亏损（特别是 Nb、Ta）与高水压有关，高水压条件使富含它们的矿物相残留下来，从而引起 HFS 的亏损。

（2）钙碱性玄武岩。在其形成过程中可能涉及俯冲板块或下沉陆壳的部分熔融，而不是淋滤，部分熔融更易提取 LREE，故导致其富集。

（3）大陆拉斑玄武岩。其微量元素组成表明其来自富集地幔源区强烈地结晶分异，洋壳俯冲的脱水反应无法解释其特征；同时受到陆壳物质的混染，故其元素组成变化很大，SiO_2 含量更高，ε_{Nd}（t）变化范围也很大（－5.6～＋5.7）；其演化程度最低的岩石样品类似于 E-MORB，并与岛弧及钙碱性玄武岩也有某些类似之处。

（4）碱性玄武岩。以轻稀土富集、重稀土强烈分离为特征，有钾质碱性玄武岩和钠质碱性玄武岩两大类，前者比后者更富集轻稀土［图 2-19（d）］，LREE 和其他不相容元素都十分富集，说明碱性玄武岩是富集型地幔源区低程度部分熔融的产物；其轻重稀土的强烈分离，要求强烈亏损 LREE 的高压相矿物石榴子石早期结晶，这表明源区的高压环境是碱性玄武岩形成的必要条件。

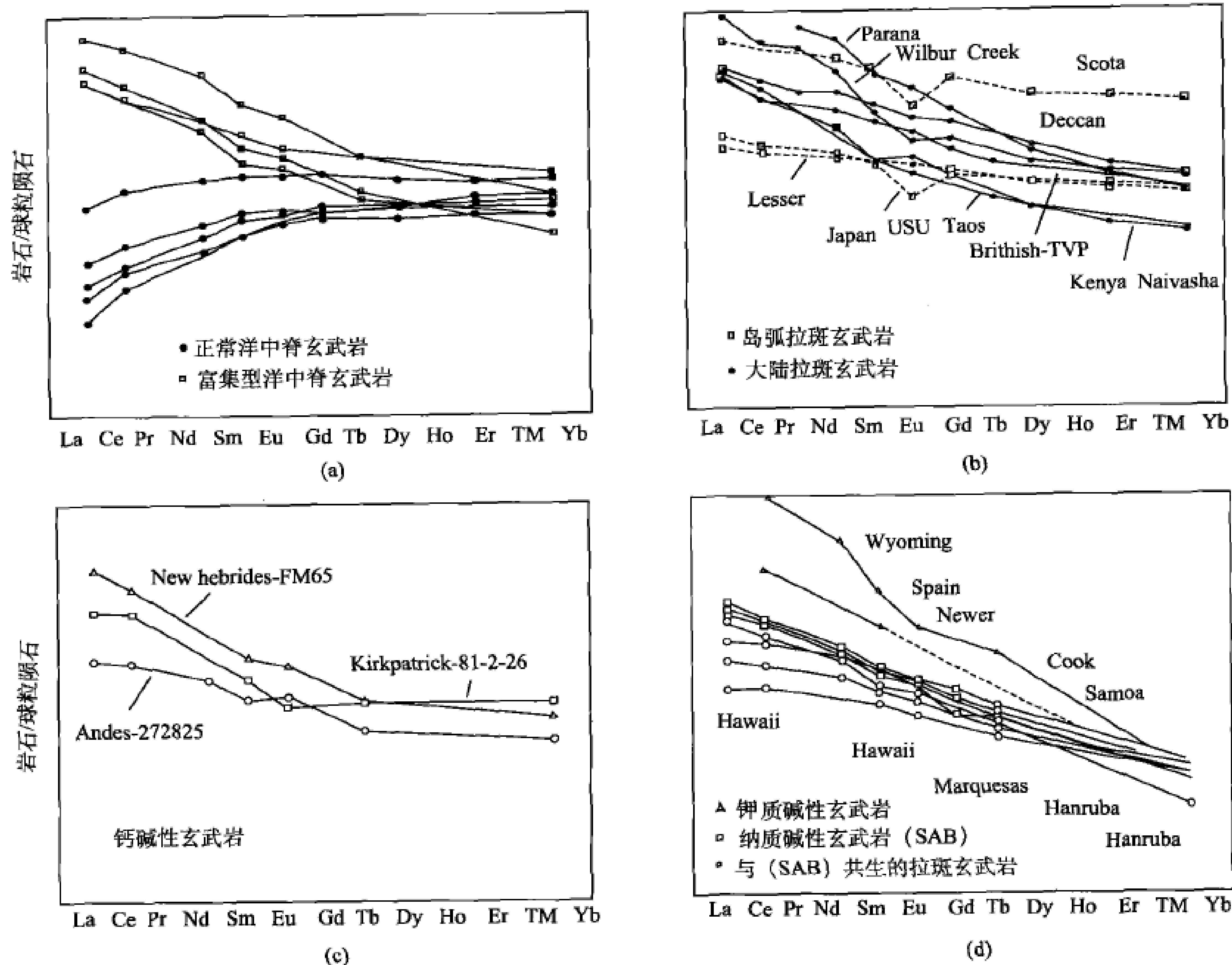


图 2-19　不同类型玄武岩岩石的稀土模式

（万渝生和吴澄宇，1997）

(a) 洋中脊亏损型玄武岩和富集型玄武岩（Sun 等 1979）；(b) 大陆拉斑玄武岩（使用具代表性的单个样品）和岛弧拉斑玄武岩（包括了 Lesser，Antilles，Tonga，South Sandwich Is and Oman 4 个地区的岩石）；(c) 钙碱性玄武岩（使用具有代表性的单个样品）；(d) 钾质和钠质碱性玄武岩（使用平均值）和与钠质玄武岩共生的拉斑玄武岩（使用具代表性的单个样品）

2. 花岗岩研究

花岗岩是地球上特有的岩石。地球之外的其他星体上至今尚未发现花岗质岩石。在地球上花岗岩几乎全部产于大陆，是大陆形成演化的重要标志，在大陆动力学研究中起着举足轻重的作用。

以往，花岗岩的分类方案很多，不下 20 余种，但多从单一源角度开展研究，如 Harris 等曾分为碰撞前钙碱性花岗岩、同碰撞铝过饱和花岗岩、碰撞晚期碱性-钙碱性花岗岩和碰撞后过碱性（A 型）花岗岩四类。王德滋等（1999）将花岗岩的构造-岩浆组合分为五类：①俯冲（B 型俯冲）消减型，包括与蛇绿岩套有关的幔源花岗岩（M 型）及与岛弧和活动大陆边缘有关的 I 型花岗岩；②碰撞型（A 型俯冲），主要是过铝质的 S 型花岗岩；③陆缘伸展减薄型，包括双峰式火山岩和后造山 A 型花岗岩；④陆内断裂拗陷型，出现 I 型和 A 型花岗岩；⑤裂

谷型，主要是板内 A 型花岗岩。

经典的 I、S、M、A 分类法，也是建立在单一源基础上的。涂绍雄（2002）认为：后者各类花岗岩所表达的内涵不同，I、S 型主要表达花岗岩的源岩类型，M 型主要表达源区类型，而 A 型则由非造山构造背景定义。

自 20 世纪 90 年代以来，多源物质混合成因受到重视，Barbarin（1999）明确提出壳源（过铝质花岗岩）、幔源（如碱性花岗岩）和壳-幔混合源（钙碱性花岗岩）的分类方案，许多学者认为它比较合理。后者将花岗质岩石分为七种类型：含白云母过铝质花岗岩类（MPG）、含堇青石过铝质花岗岩类（CPG）、富钾钙碱性斑状钾长石花岗岩类（KCG）、富角闪石钙碱性花岗岩类（ACG）、岛弧拉斑系列花岗岩类（ATG）、洋中脊拉斑质花岗岩类（RTG）和过碱性和碱性花岗类（PAG）。姜跃辉等还提出应划分出橄榄玄粗岩系列花岗岩（SHG）（楼亚儿和杜扬松，2003）。

两类过铝质花岗岩（MPG 和 CPG）完全或基本上是壳源的，两类钙碱性花岗岩（KCG 和 ACG）是混源的，两类拉斑玄武质花岗岩（ATG 和 RTG）和碱性花岗岩（PAG）完全或主要是幔源成因的，橄榄玄粗岩系列花岗岩（SHG）以幔源成因为主，也有壳-幔混源的。就岩石系列而言，MPG、CPG、KCG 和 ACG 对应的是 S 型和 I 型花岗岩，RTG 和 ATG 对应的是 M 型花岗岩，PAG 对应的是 A 型花岗岩。

过铝质花岗岩都与俯冲带有关，其中 CPG 分散在造山带中，而 MPG 沿切穿厚地壳的横推剪切和冲断层带集中分布，后者中常有来自地幔物质的镁铁质包体出现。陆内最常见的是所谓同碰撞期白云母浅色花岗岩与花岗闪长岩-石英闪长岩。白云母花岗岩与变质围岩多呈整合产出，与混合岩共生，常有地层捕虏体，普遍含白云母、电气石，偶有黑云母，SiO_2 大于 70%，富 Rb、Ta，贫 HREE、Y、Zr、Hf，Rb/Zr 大于 1，高 Ta/Nb 和 Cs、F、B，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比高（0.7186～0.7490），$\varepsilon_{Nd}(t)$ =(−8)～(−12)，应为地壳重熔的产物。

钙碱性和岛弧拉斑质花岗类总是侵位于俯冲带中，富角闪石的 ACG 型花岗岩和花岗闪长岩常形成巨型岩基，其上覆盖有巨大安山岩盖（以安第斯岩带为例）；ATG 与 ACG 在成分上相似，出现较少，主要由富角闪石的英云闪长岩和闪长岩构成。

洋脊拉斑玄武岩系列斜长花岗岩（RTG）与大洋扩张有关，产在洋壳内，常以岩墙或小的深成岩体形式出现。

碱性、过碱性花岗岩及正长岩（PAG），也即 A 型花岗岩，与陆壳上隆和裂谷带有关，是幔源岩浆强烈分异结晶的产物。王德滋和周金诚（1999）将其特征归纳为：富硅、富碱、低铝、低钙；富 REE 和高场强元素 Nb、Ta、Zr、Ga、Y 等；Sr、Ba 含量低，Ca/Al 值高，Eu/Eu^* 值低，富 F；常出现碱性铁镁矿物。

高钾的钙碱性花岗岩和花岗闪长岩（KCG）出现在各种构造环境中，既出现在碰撞事件达到顶峰后的松弛期，也出现在从挤压状态到张性状态的过渡期，因而 KCG 大量出现在与大陆碰撞（尤其是当碰撞结束时）有关的造山带中，常与 PAG、ACG 共生。

SHG 型花岗岩类的特征是总碱、轻稀土元素和大离子亲石元素含量高，高的 $w(K_2O)/w(Na_2O)$ 和 $w(F_2O_3)/w(FeO)$ 值，低的 TiO_2 含量。姜跃辉等（2000）认为它形成于造山晚期相对拉张环境中，是在岩石圈减薄过程中形成的。

3. 蛇绿岩研究

"蛇绿岩"（ophiolite）一词最早于 1827 由 Brongniart 命名，但直至 1972 年在 Pengrose 会

议上，才将其正式定义为可与大洋岩石圈对比的特殊镁铁质-超镁铁质岩石组合。此后其应用相当广泛，含义也有很大变化。据近二三十年的研究，其总的含义可以这样来表述：蛇绿岩组合由洋壳和上地幔的一系列岩石组成（如玄武岩、辉绿岩、辉长岩、斜长花岗岩、堆晶超镁铁岩和地幔橄榄岩等）；原则上它代表大洋岩石圈碎片，可以有层序或无层序，但绝少来自大洋扩张脊，绝大多数蛇绿岩的上部熔岩与大洋俯冲带上的熔岩相似，故认为其形成于俯冲带上（Supra-Subduction Zone，SSZ），如现代岛弧、弧前、弧后盆地、转换断层及小洋盆等类似环境；其岩石组合复杂多样，特罗多斯和利古利亚是两个特例，绝大多数没有完整的层序，故不能认为它们都是被肢解的蛇绿岩残块（张旗，1995）；其侵位机制至今仍不清楚，可以认为是仰冲，但俯冲到深部的蛇绿岩是如何返回地表的？蛇绿岩中 MORB 玄武岩并不代表扩张洋脊（Coleman，1984），更多的情况下代表的是小洋盆环境，弧后盆地中也有 N-MORB，但如何与大洋中脊区分，目前尚无有效手段。

Pearce 等（1984）提出形成于俯冲带上的 SSZ 蛇绿岩，它与形成于洋中脊的 MORB 蛇绿岩具下列特征：MORB 蛇绿岩的上部火山岩为大洋拉斑玄武岩，堆晶岩为纯橄岩、橄长岩和橄榄辉长岩，地幔橄榄岩一般为二辉橄榄岩，含少量纯橄岩和方辉橄榄岩，一般不发育大型铬铁矿，LREE 为亏损型；SSZ 型蛇绿岩的上部蛇绿岩为岛弧拉斑玄武岩（IAT）和玻安岩[①]，堆晶岩组成为纯橄岩、异剥橄榄岩、单斜辉石岩、二辉石岩和辉长岩，地幔橄榄岩主要类型为方辉橄榄岩，LREE 为富集型及 U 型配分模式，世界大型铬铁矿都产于这类岩石中（史仁灯，2005）。

在第二十九届国际地质大会上，一些学者认为蛇绿岩有特提斯型和环太平洋型之分。特提斯型蛇绿岩多为 SSZ 型，但其火山岩组分也不完全相同，都来自富集消减组分的亏损地幔源区不同程度地部分熔融；也并非产于一种环境，特罗多斯就产于消减带之上，意大利的利古利亚、东阿尔卑斯和前南斯拉夫西部就可能产于小洋盆中，与早期的裂谷作用有关。环太平洋蛇绿岩大多形成于弧前或弧间盆地环境；具多期叠加特征，向下变得年轻，蛇绿岩许多是先存洋内岛弧的一部分，后期漂移归并到环太平洋地体中；有的有麻粒岩相的镁铁质堆晶岩存在（张旗，1997）。

4. 地壳深俯冲研究

在经典的板块构造中，轻的陆壳物质能否俯冲进入地幔没有提及。20 世纪 80 年代，首先在西阿尔卑斯的变沉积岩中发现柯石英，由此引发全球超高压和深俯冲研究的热潮。柯石英的发现表明，陆壳物质（2.6～2.7g/cm^3）可俯冲到 90km 以下高密度（3.2～3.4g/cm^3）的上地幔深处。随后在世界许多地区都发现了含柯石英的超高压变质岩，如我国的大别-苏鲁带、阿尔金-柴北缘带、挪威西部片麻岩区、东格陵兰榴辉岩省、朝鲜半岛临津江带和沃川带等。紧接着又在大别等地发现了金刚石和一些特殊的矿物出熔现象，指出陆壳物质的俯冲深度可到 300～400km。南非地幔来源金刚石中十字石矿物的发现则为深俯冲现象提供了更为直接的证据。

邱检生等（2003）还认为，富钾火山岩（钾玄岩系的钾质火山岩及部分中基性高钾钙碱系列火山岩和含白榴石的超钾质火山岩）具壳幔双重地球化学特征，不可能由亏损或原始地幔派

---

① 玻安岩（boninite），也称高镁安山岩，富 Si、Mg，贫 Ti，富含挥发组分，一般认为它们产出在弧前地带，其形成与难熔的方辉橄榄岩的部分熔融有关。

生，成岩过程必须有地壳物质参与，其形成可能与深俯冲有关，是深俯冲的陆壳物质析出的流体交代地幔岩的产物。

2.4 岩石圈动力学

2.4.1 地球动力学概述

1. 地壳（岩石圈）运动的力源

地壳运动的力源是个非常古老的话题，据已有的研究成果可以归纳为五大动力学体系，即收缩、膨胀与脉动，地幔物质的分异与对流，重力均衡，地球自转，星际作用。

早期地质学假说大都建立在地球体积是在不断收缩的基础之上，认为地球表层（小于70km）首先冷却形成一个固体的外壳，这时因外冷内热，已经冷却的表层会因内部热膨胀而破裂，这就是地槽的形成；当70km以下的部分也开始收缩时，就会呈现外松内紧的状况，表层就会收缩以适应内部体积的减小，这就引起地槽回返造山。早期的包蒙（1852）、丹纳（1846，1847，1873）和徐世（1875）都把收缩说作为自己的立论基础，直到20世纪60年代，我国学者李四光（1924，1962）、张伯声（1959，1962）等仍然认为由地球体积收缩导致自转加速是地壳变形的主要原因。

自1896年贝克勒尔发现轴射线后，人们逐渐认识到地球内部的放射性热会使地球体积不断膨胀而绝不会收缩，最初魏格纳（1912）、泰勒（1910）等的大陆漂移说就借用膨胀说作为动力来源。近代重力测量发现地球万有引力正以 10^{-10}/a 速率减小（Hayle et al.，1971），一个55.95kg的人每年减少1/100g的重量，这是地球膨胀的有力证据。争论的焦点是膨胀量问题，Owen（1976）、Carey（1976）和Heezen（1962）均主张三叠纪以来地球半径增长一倍，表面积增加三倍；Hoyle（1972）进而指出膨胀可引起张裂，导致海底分裂板块运动。因为太古宙地壳组成与现代地壳差别不大，并未显示地幔在数十亿年中因膨胀而密度大大减小，所以大幅度的膨胀缺乏证据。Lubimova（1967）根据天体热演化的膨胀速率，计算地球半径的增长率为0.07mm/a，指出地球形成以来的膨胀量不会超过100～200km，这样幅度的膨胀显然不会构成地壳运动的重要力源。

地球自转的离心力和星际间的万有引力会引起潮汐和固体潮，同时地球自转还会引起科里奥利力（偏转力）和惯性力等，但地球物理的观测和计算值都非常小。李四光（1962）主张，当地球转速加快时会引起两极向赤道的挤压，惯性又会造成经向的引张或挤压，从而形成地球表面以纬向为主的挤压构造体系和沿经度方向的扭动体系。万有引力的减小表明地球转速在缓慢减小，虽然冰期的存在表明地球有冷热变化，但其幅度也不会很大，所以自转加速引起两极向赤道的挤压在理论上尚依据不足。此外，古地磁测量表明，地球对称轴（自转轴）在地球历史上曾有大幅度的漂移，这样就不存在固定的经向、纬向构造。不过地球自转引起的偏转力、惯性力可能是制约板块运动方向的重要因素，大洋中脊、大陆裂谷多沿经向延伸可能与此有关；洋底转换断层在北半球为顺时针扭动，南半球为逆时针扭动，这应该是偏转力的作用。偏转力制约着洋流方向，引起的北半球河流偏蚀右岸可定量计算，但对板块运动方向的定量影响尚未见报道。

星际的作用力也是一个重要力源，太阳黑子活动和宇宙爆炸等对地球有重大影响，白垩纪末恐龙突然灭绝的灾变事件已被大家公认，有人认为2亿年左右的板块运动周期与某种宇宙事

件吻合，遥感图像中大量出现的圈层构造曾有人推测为灾变事件中陨石撞击所致，由此曾经一度引起人们对冲击变质事件的兴趣。但这些都尚无定论，无法作为目前我们讨论地球动力学的依据。

目前大家关注的地球动力主要有两类，一是重力，一是地幔分异与对流（或称对流）。重力均衡是地壳隆起、沉陷的最主要原因，这已被大量重力测量成果所证实，就连滑坡、崩塌、陷落等外动力地质现象也主要是由于重力作用。但就地壳运动而言，重力虽然无处不在，但它往往不是构造作用的起始原因，是某种构造作用破坏了地壳或岩石圈的均衡状态，均衡恢复才导致随后的隆起或沉降。壳幔中轻物质上涌形成火山喷发和大量各类岩浆岩分布，已为人们熟知并得到深入研究，地壳或岩石圈物质可以下沉到地幔深处也得到越来越多的地球物理手段的证实，更何况地球的圈层结构明显是分异对流的结果，所以现在多倾向于地幔分异对流应是岩石圈运动的主要力源，但对流方式是什么目前尚无一个明确的结论。

2. 板块运动的力源

板块构造理论实际上从一开始就包括地幔对流-海底扩张-大陆漂移-板块运动这四方面内容，从最初的 Holmes（1923，1929，1931）起，不少人主张板块是驮在对流圈之上向前移动的。至 20 世纪 70 年代，越来越多的人认识到在固体的地幔中不会有完整的对流圈存在，板块运动表现为在地幔上升流处分裂扩张，在下降流处俯冲消减，后者并不是向下的岩浆流动，而是表现为冷的残留板块的下沉，这也就是我们后面要介绍的拆沉作用。所以目前多认为板块运动的驱动力主要有两种，一种是岩浆沿大洋中脊上涌的推挤力，另一种是大洋岩石圈从中脊向两侧的重力滑动及在俯冲带上因俯冲板片下沉的重力拖曳。

黑乐斯（1969）计算，假定洋底是水平的，软流圈表面从洋脊向两侧缓倾斜，其坡度只要达到 1/3000 就能产生 4cm/a 的滑动，足能满足现在观测到的板块运动速度。他同时指出，1 块长 2000km，厚 100km 的块体以这种方式向大陆滑动，在二者交界处就可以产生 2×10^{8}dyne（达因）/cm^{2}[1dyne=10^{-5}N（牛顿）] 的应力，其峰线处的势能将达 10^{24}erg，约相当于每年地震释放的能量。这些计算表明，大洋板块在塑性的软流圈之上作重力滑动可能是板块运动的主要力源和主要运动方式。

Elaser（1971）计算，设板块厚度（L）为 100km，俯冲深度（d）为 700km，俯冲角（α）为 45°，岩石圈与软流圈密度差为 $\Delta\rho=0.5g/cm^{3}$，则每米消减板块对水平板块的拖曳力为 $H=d\cdot L\Delta\rho g\cdot\cos\alpha=2.5\times10^{18}N/m$，而黏滞阻力仅 $0.7\times10^{13}N/m$（对 10^{4}km 的太平洋板块而言），这样计算的拖曳力就远大于黏滞阻力。

俯冲带上方（小于 10km）的海沟在地貌上为一张性“V”字形谷，两侧为阶梯状重力断层，显示板块俯冲最初是重力陷落，证明上面的计算和推论是合理的。密度差才导致 10km 以下沿斜面的逆冲。密度差导致的下沉可直达核幔边界，且为地震层析成像所初步证实。冷的残留块体沉入地幔深处，引起那里温度和质量的不均一，又会驱动新的分异岩浆的上升，重复下一运动过程，所谓地幔对流与板块运动的关系正是这样体现的。

2.4.2 重力异常与壳幔均衡作用

重力是地球全部质量产生的万有引力与地球自转离心力的向量和，因为离心力的最大值约为地心引力的 1/300，所以重力也可粗略地看作地球引力。

地球引力遵循牛顿万有引力定律 $F=\frac{m_1m_2}{r^2}$，表明地球引力主要随纬度半径变化，海平面上平均为 $980cm/s^2$（Gal），地表地形每上升 1km，重力值减少 0.31Gal。为便于对比，人们引进了正常重力值或称理论重力值（g_0）概念，这是假设地球形状为一光滑的扁球体，表面地形完全与静止海平面重合，内部物质呈均匀同心层分布，g_0 就是这一状态下的重力值。所以通常说的重力异常指地面实测重力值 g 经高度和其他校正后与 g_0 值之差，它是由壳幔物质不均匀分布引起的。

因为自由空气异常（Δg_f）只消除了高度对重力观测值的影响，所以它是观测点附近地质不均匀体影响的总和，近似于区域均衡补偿；布格异常（Δg_b）因在自由空气异常的基础上又消除了海平面以上质量过剩或不足对重力观测值的影响，故主要反映海平面以下地质体的不均匀分布。因地球自身为保持力的平衡，有使其上各处重力大体趋于一致的能力，这就是地球均衡作用。它是通过地壳厚度的改变或密度的改变来达到的，前者就称为艾里（Airy）均衡补偿，后者就称为普拉特（Pratt）均衡补偿。实测重力值实际上就是地形高度、质量及均衡补偿的综合效应，消除这些影响后与 g_0 值之差就称均衡异常，主要反映某一地区均衡补偿的程度。

三种异常存在着如下关系：完全补偿时，均衡异常为零，布格异常趋于负的最大值，自由空气异常在山脉轴部趋近于零，向山脉边缘逐渐增大；完全没有补偿时，均衡异常趋于正的最大值，布格异常趋近于零；补偿不足或补偿过剩时三种异常均为某个正值或负值。

经典的均衡补偿模式建立在地幔均一的基础上，显然过于简单化。现在已知大地水准面受密度分布、地球成分、热状态、地幔流动模式、静力载荷和地球黏弹性等综合因素的约束。因此，地幔中的补偿过程是极其复杂的，不存在普遍适用的补偿模式。一般来讲，补偿都是区域性的，对规模较小的山和谷而言，当弹性板块的厚度足够大时并不弯曲下沉，因为其本身可以支撑一定限度的载荷，正如一个吨位较大的船一样，其上的重物在一定限度内可任意摆放。

图 2-20 表明布格异常与区域地形平均高度（而不是某一座山峰）呈线性关系，由东而西布格异常由 $30\times10^{-5}m/s^2$ 减小到 $-560\times10^{-5}m/s^2$，地形相应由数十米增高到 5000 余米，二者呈正相关关系，说明我国地壳处于静力平衡或接近平衡的状态（左愚，1997）。此外，由于上述因素影响，存在着许多表面上不均衡的状态，如珠峰地区海拔 8848m，地壳厚度 53km；而北喜马拉雅地区（海拔约 5000m）的地壳厚度却为 70km，显然不成镜像关系，这里质量补偿起着很大作用；最新地震反射成果（邵学忠，1995，1996）表明，塔里木盆地主体也不呈镜像补偿，隆起区（塔中）地壳厚 40～39km，拗陷区（满加尔）厚 40～42km，Moho 面与地形同步起伏，一直到 55km 深处都是如此。这种上部的不均衡状态可能在某种深度得到补偿。据 Dorman 和 Lewis（1970）对美国重力均衡的计算，均衡作用影响到 60km、120km、250km 及 400km 深处的品质分布。均衡作用的速率一般比较大，因为几百公里或更大范围的地壳不能长期集中大于 $10kg/cm^3$ 的负重（相当于几毫伽的异常），所以一般计算均衡恢复时间为 10^3～10^5 年。例如，斯堪的纳维亚半岛与芬兰地区，自 10 000 年前冰盖消融之后已上升 250m，平均速度 1cm/a。均衡作用的速率取决于物质黏滞系数，后者低的均衡恢复必然快。

从全球范围看，地壳基本上均处于均衡状态，具有异常地壳厚度的地区均属于晚近时期的地壳活动区，其地壳增厚或减薄主要发生在下地壳，而且都是一些较年轻的地壳。下地壳深变质岩、深源包体和深地震反射剖面研究成果表明，活动造山带和沉积盆地的下地壳由片麻岩、高应变糜棱岩、席状玄武岩和孔隙流体组成，其 Moho 面均表现为几千米厚的壳幔混合层；上

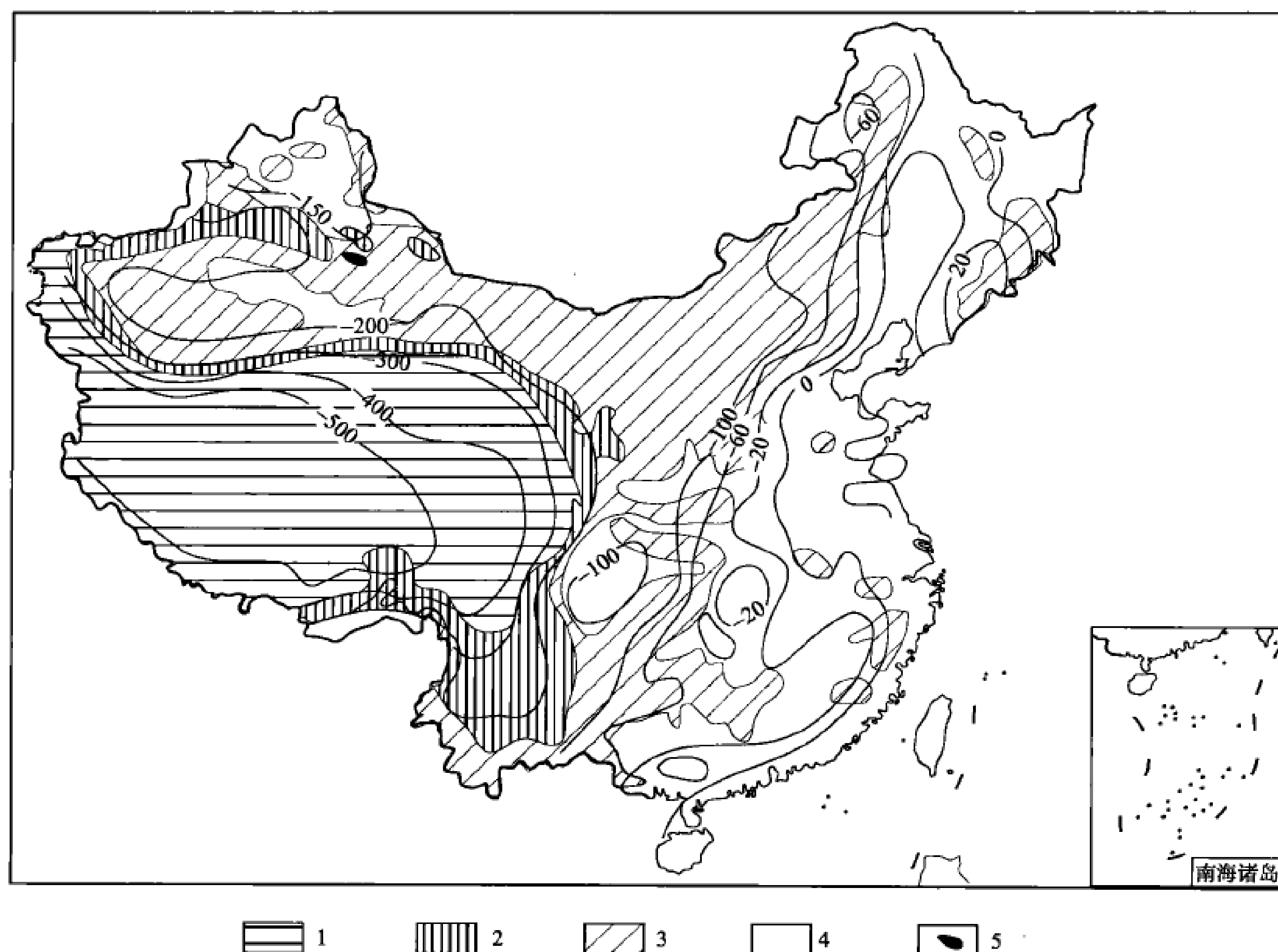


图 2-20　我国平均布格异常与地形对比示意图

（左愚，1997）

海拔：1. ＞5000m；2. 2000～5000m；3. 1000～2000m；4. 0～1000m；5. －200m

地壳则保持较老的物理化学性质（李德威，1995）。

地壳密度变化都反映为短波长重力异常，波长小于 5000km 的重力异常大约反映 200～1000km 深处的密度变化；全球规模的长波长重力异常主要反映地幔深处或核幔边界处密度的不均匀分布，岩石圈的密度变化在这种图上无反映。全球最大的自由空气异常位于珠穆朗玛峰(276mGal)[①]，最小值位于波多黎各海沟（－350mGal）；环太平洋带为最大的一条正异常带（－50～＋100mGal），其外侧的海沟为负异常带（－350～－165mGal），从海沟到岛弧，异常幅度达 100～380mGal；阿尔卑斯-喜马拉雅为全球次一级正异常带；大洋与大陆地区一般自由空气异常接近于零，洋中脊和洋岛上为正异常（分别为 20～40mGal 和 100～200mGal）。全球最大的两条正异常带与板块接合带的位置相吻合，多认为这与下沉板块的密度增大有关；海沟的负异常则由于低密度岩石圈沉入地幔所致。但南太平洋-南极洋隆和加拉帕戈斯群岛却具有负异常，这可能与地幔上升流的高温所引起的质量亏损有关；北美和北欧的几个小的负异常可能与冰后期的不完全回升有关。

我国大面积（5°×5°、7°×7°、9°×9°）的自由空气异常约反映 200km 内的质量分布，表

① $1\text{mGal}=10^{-3}\text{Gal}=10^{-3}\text{cm/s}^2=10^{-5}\text{m/s}^2$。

现为：青藏高原为东西走向的正异常，新疆经鄂尔多斯到川滇为负异常，东部为向东突出的正异常（王懋基等，1982）。正异常带与大地水准面隆起区一致，负异常带相对于大地水平面拗陷区，因大地水准面起伏与地形没有明显的相关性，所以它是上地幔密度变化的反映。

我国 $1^{\circ}\times1^{\circ}$ 均衡异常大致反映岩石圈的密度变化，绝大多数高山区为正异常，而盆地均为负异常（不考虑盆中隆起），显然正异常是由于沿构造活动带质量聚集所致，盆地则是由于断陷引起的质量亏损。我国东部地区的异常幅度平缓（±30mGal），正是新构造运动较弱的反映；喜马拉雅地区异常值最大（达 $120\times10^{-3}\mathrm{cm/s^2}$），准噶尔盆地和柴达木盆地最小（$-100\times10^{-3}\mathrm{cm/s^2}$）。傅容珊（1993）进一步研究了均衡异常与上地幔小尺度对流的关系，她认为正均衡异常中心对应于抬升中心，负异常中心对应于沉降中心，并分别与地幔上升流和下降流对应。

2.4.3 板块构造与地幔对流

1. 板块构造学说

板块构造学说的基本内容是：大陆漂移→海底扩张→地幔对流→板块构造。

1）大陆漂移

早在16世纪就有人（Bacon，1620）提出大西洋两岸过去可能连接在一起，但直到19世纪末地学界才开始认真讨论这一问题。当时奥地利学者徐士注意到南半球各大陆上的岩层非常接近，于是将它们并成一个单一的大陆，称之为冈瓦纳大陆。20世纪初，泰勒（1910）、魏格纳（1912）引用大量地质及古生物资料，提出所有大陆在中生代（约0.2Ga前）开始以前，曾连接成一个单一的巨大陆块，即联合古陆。后因动力问题难以解决，一直受到惑疑。英国学者可能受到自己祖国自霍姆斯以来传统大陆漂移说的影响，一直试图证实大陆漂移的可能性，诺贝尔奖金获得者布莱克特自1946年开始研究岩石的磁性，1954年发现英格兰三叠系岩石的磁北与现在相差35°，同样的情况也发生在法国与西班牙间，于是他解释说因地块旋转而撕开了一个比斯开湾，挤出了一条比利牛斯山。但他的学生兰康在纽卡斯特尔大学系统研究了欧洲显生宙古地磁以后得出结论说，大陆没动，是地球磁极动了，从而形成与布莱克特伦敦学派相对立的欧洲学派。接着在兰康研究了欧洲和北美磁极游移曲线后才发现，地球磁极相对不动，而大陆确确实实动了，衰败的假说获得了新生。

2）海底扩张

海底扩张假说是大规模海底磁异常测量的结果。拖式磁力仪是在第二次世界大战中发明的，1952年Lamont Doberty地质观察所将它拖在飞机或船上对大西洋进行路线测量，当通过大西洋中脊时出现峰值；1955年先驱号用它测量美国西海岸深海地质，绘出了一张磁强等值线图，图上出现南北向磁性条带，每条宽几千米到几十千米；1962年英国的欧文号在印度洋的卡尔斯堡中脊做了同样的工作。经研究发现这些磁异常条带并不显示磁化强弱，而是由于反向磁化使磁异常线按正反磁化方向排列成带，并在东西方向上交替出现。约在1960年，普林斯顿大学的赫斯及随后的迪茨（Dietz，1961）提出海底可能是从洋脊向两侧扩张的；1963年英国剑桥大学的马修斯（D. H. Matthews）和他的研究生凡因（F. J. Vine）为解释这些磁测成果，提出熔岩可能在从中脊上涌的同时按当时地磁场方向被磁化了，并被新上涌的熔岩推向两

侧，这一过程反复进行就形成正、反磁性条带的间互排列；1965 年威尔逊等进一步证实洋中脊的扩张速率彼此相同；1968 年后，Glomar Challanger 号进行全球航行，收集的大量资料表明，在太平洋、大西洋和印度洋，都可见到磁异常条带平行洋中脊分布，且其岩石年龄由中脊向两侧增大，最大年龄不超过 0.2Ga。后来还获得许多其他地质、地球物理资料，都从不同角度证明海底扩张的可能性。

3）板块构造

基于大陆漂移、海底扩张和早期地幔对流的新资料，1968 年勒皮雄、摩根和麦肯齐（MeKenzie，1969）不约而同地正式提出板块构造假说，他们把平均厚度约 70km 的岩石圈以活动构造体系划分开来，这些彼此分割的块体就称为板块或岩石圈板块。他们设想，由于地幔对流，基性物质不断从大洋中脊上升，为洋底增添新的条带，从而排挤较老地壳驮在地幔对流体之上向两侧移动（扩散），当遇到大陆时，由于大洋板块密度大、位置低，就顺着海沟下沉而钻入大陆以下的地幔中（俯冲），当俯冲板块下降到一定的深度，就会熔融并沿着裂隙上升而在俯冲带附近形成岛弧火山带。大洋地壳就这样一面生长，一面消亡，不断更新，大陆地壳则不断沿着边缘生长。

2. 板块动力学—地幔对流

20 世纪 60 年代初，兰康（1962）首先提出了深地幔对流说，认为随着地核的增长，地幔对流环将会逐渐增多，从而引起大陆分裂的逐渐加剧和相应的造山运动；后来因多数人怀疑对流圈无法穿越地幔中许多相变分层，从而提出了岩石圈-软流圈对流、分层对流和热柱等对流模式。尽管目前尚没有一个大家认可的模式，但早期那种板块驮在完整对流环上运动的模式已被摒弃，普遍认为消减带是下降流存在的地方，洋脊、热点等是上升流存在的地方，这已为新的地震层析成像技术和岩石地球化学等许多成果所证实。

N-MORB 岩石地化特征说明，它是强亏损地幔岩在浅处（约 30km）大量熔融（15%左右）的产物，显然与地幔热底辟（或穹隆）的活动有关，层析图也证实其影响深度主要在 100km 内。

热柱（plume，原意为羽状或上升的烟柱，多译为地幔柱或地幔羽）是一种圆柱状通道（直径约 150km），所引起的低密异常可达 200km，甚至达核幔边界。与热柱有关的大陆裂谷火山岩、大陆溢流玄武岩、洋岛玄武岩及 E-MORB 玄武岩等，都反映源区为富集地幔，确实证明其来源较深，与地球物理资料吻合。摩根（1992）最初认为热柱在地幔中是相对固定的，当板块停留在热柱之上时，将可能被热的上升地幔岩浆熔透而在地面形成火山（热点）；当板块在热柱之上向前间歇式地前进时，就可能在地面上形成由老到新顺序排列的火山链，典型的如夏威夷火山链。东非裂谷在 120Ma 和 30Ma 的两次强烈活动期也被解释为非洲板块早期和晚期静止在热柱之上，其间的 90Ma 因快速地从热柱之上通过，来不及熔透板块而形成火山。大西洋和印度洋中央裂谷的形成现在也认为因其下存在着密集的热柱群之故。

Condie（2001）认为地幔柱具有浮力，当它上升到岩石圈底面时就会散布开来，从而形成幔柱头（plume head），根据溢流玄武岩的分布通常推测其头部直径可达 500～3000km，呈一微突的薄饼状，而尾部（plume tail）的直径只有 100～200km。超级地幔柱（super plume）的直径达 1500～3000km，地幔底辟（mentle diaper）是指直径小于 300km 的地幔柱，也是停止生长的地幔柱，故没有尾部。

岩浆底侵（underplating）与拆沉（delamination），环太平洋地幔高速异常带已被解释为与板块俯冲作用有关，这是对一般理解的板块消减机制的证明；稳定克拉通的高速地幔异常则被解释为与拆沉作用有关。Malloe（1982）和 Kroner（1985，1991）主张早期陆壳是由幔源岩浆大规模底侵热托并部分熔融产生原始陆壳，Schubert（1988）也认为仅仅沿活动边缘的造山作用无法解释太古宙的大陆生长，分异残留的高密度物质的重力下沉是早期陷槽回返的主要机制。近些年来，一些人（Channel et al.，1988；邓晋福，1994）认为，这一作用过程可能一直持续到晚近地质时期，因为普遍在稳定克拉通下部发现高速地幔异常。刘福田（1989）和 Nlkaol（深尾良夫等，1992）的 CT 图发现东亚大陆下部 400～800km 存在着几个巨大的高速异常体，不过 Maruyama（丸山茂德，1994）认为这都是俯冲残留体，大于 100Ma 的残留体可达 670km，小于 30Ma 的可达 300km，它们在 670km 界面附近堆积 100～400Ma 之后，以重力锚的形式可下沉到核幔边界处。虽然对高速物质下沉的动力还有不同的理解，但可能的情况是，地壳演化早期是以重力拆沉为主，晚期以俯冲驱动为主；板缘以俯冲驱动为主，板内以重力驱动为主。

新的地震资料及岩石学与捕虏体和捕虏晶的研究成果表明，古老克拉通之下岩浆底侵渗透作用非常重要，图 2-21 就是最新得出的欧洲大陆地壳结构模型，表明地壳成分由上而下的渐变特征正是这一渗透作用的结果。图 2-22 则是以盆地-山脉省为例所建立的下地壳演化模式，说明由岩浆底侵渗透、横向扩展而导致地幔底辟上升，当然后期还有一个分异残留体下沉问题（拆沉作用），这可能就是克拉通地壳演化的基本途径，这与别洛乌索夫的早期设想有某些共同之处。

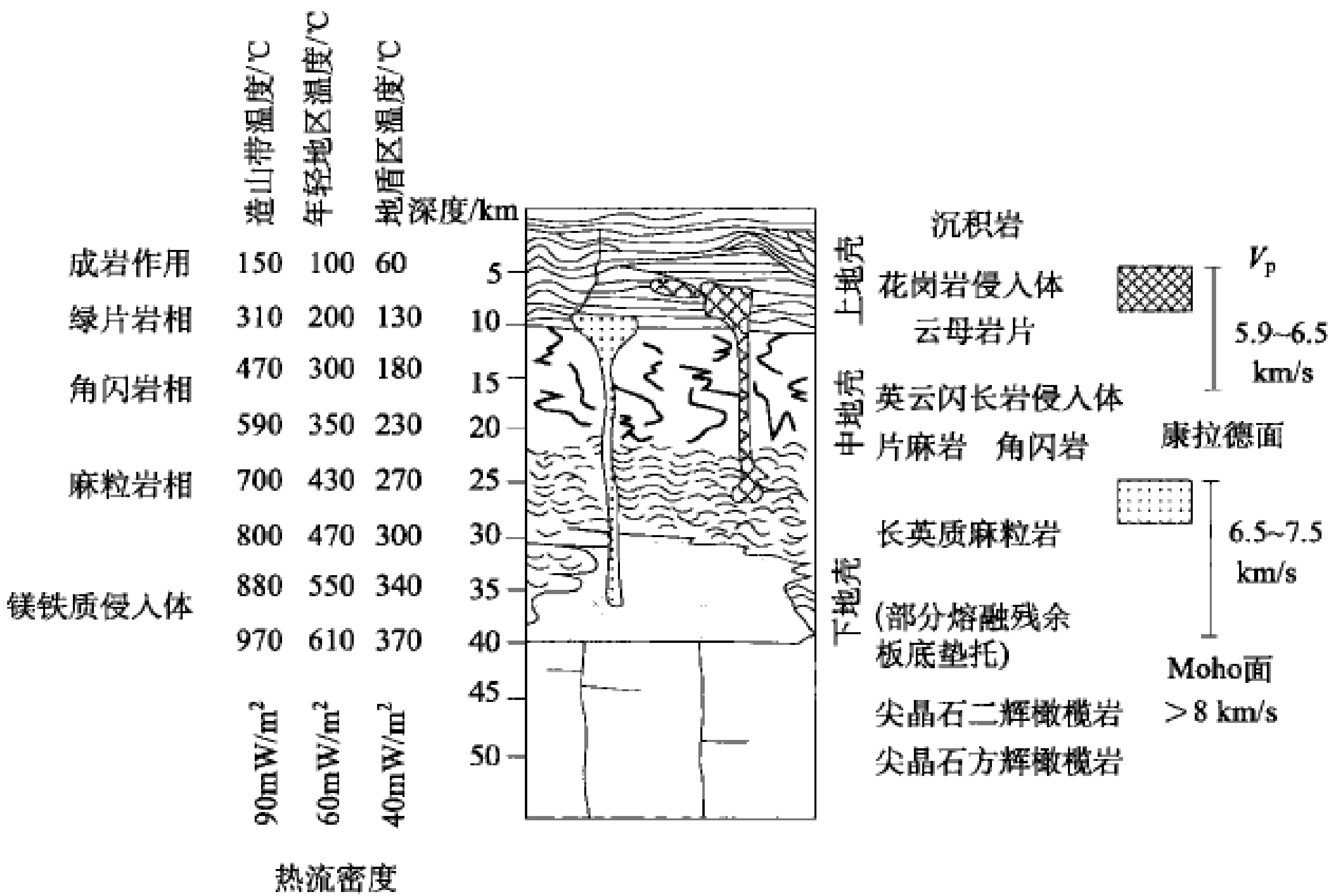


图 2-21 欧洲大陆地壳结构模式的综合特征

（Weclepohl et al.，1995；金振民，1997）

邓晋福等（1996）把全球大陆浅部构造分为挤压造山带、大陆裂谷带和克拉通三种类型，并认为分别对应造山带岩石圈根、地幔热柱和大陆（岩石圈）根三类深部构造。他们把蓝片岩与榴辉岩、钙碱性与高钾钙碱性火山岩看作俯冲-碰撞造山带的产物，其中钾玄岩以相对富集

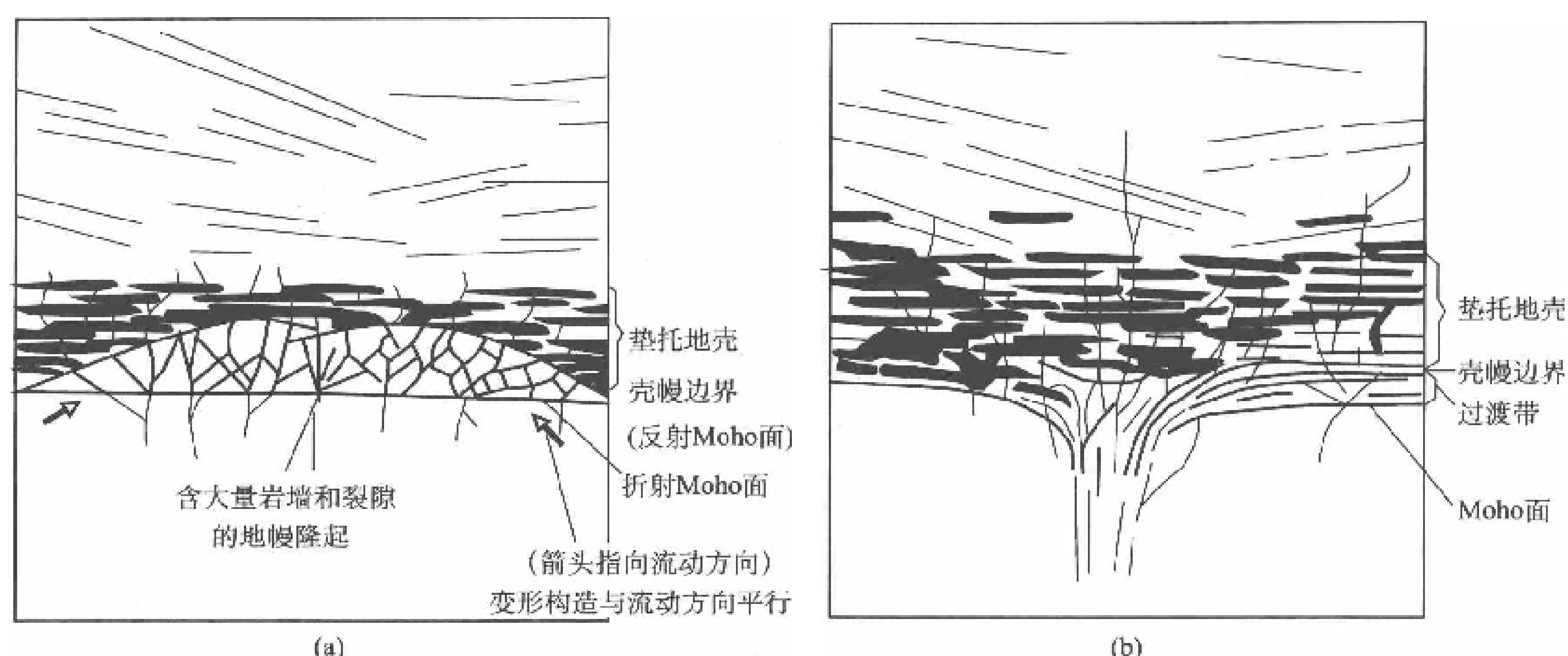


图 2-22　美国盆地—山脉省下地壳演化模式

(Wilshire et al., 1991；黄怀曾等，1997)

(a) 大量的钙碱性安山岩、玄武岩的岩浆通过纵横两个方向渗透贯入下地壳和上地幔；(b) 地壳减薄，壳幔边界横向扩展，驱使软流圈底辟上升，火山岩也相应地转变为以 SiO_2 不饱和的碱性和拉斑玄武岩为主

TiO_2、Zr 和 Nb，介于钙碱性与碱性玄武岩系列之间；把白云母花岗岩与二云母花岗岩看作晚造山期陆内俯冲作用的产物，这是因为白云母花岗岩岩浆来自俯冲板片顶部泥质沉积物的局部熔融；把后造山期 A 型花岗岩的出现作为造山带因拆沉去根作用的标志，其早期岩浆来自加厚陆壳下部榴辉岩相岩石（无斜长石）的局部熔融，故无负 Eu 异常，晚期来源于正常陆壳，故有负 Eu 异常存在。三种根带决定着三类性质不同的表层构造，邓晋福等（1996）统称为大陆根柱构造。他们认为造山带根因基性物质沉入地幔引起山根崩塌和下地壳减薄，这是造山带后期隆起的原因；克拉通下部因底侵玄武岩浆结晶生成辉石或石榴子石麻粒岩相岩石，这是其下地壳高速异常的原因。华北新生代生成于 Moho 面附近的玄武岩中存在大量单斜辉石-碱性长石-石榴子石巨晶组合，说明底侵作用在晚近时期仍在进行；底侵诱发周边陆壳局部熔融产生硅铝质岩浆，后者与高速下地壳之间可能形成密度倒转，这大概是一些地区地壳“活化”的原因。

总的来看，壳幔物质交换一直在进行着，地壳或岩石圈物质的下沉或因俯冲诱发，或因重力诱发；由幔内局部熔融生成的轻物质或聚集在一个圆柱形的筒内上升（热柱），或呈热固体底辟上隆（大洋中脊）；热底辟上升到大陆底部时可能被吸留在那里导致陆壳下部的基性岩化，喷出地表时则导致线状或面状裂谷运动，这就是壳幔对流或分异作用。早期的对流模式强调由对流环引发的水平运动，后者缺乏理论与实测根据。实际上水平流动主要存在于地幔内，其密度、介质温度差异必然引起向不同方向的流动，最终轻物质会局部集中而上浮。板块的水平运动已从不同角度证明其动力主要是新生洋壳的推挤、重力滑移及重力拖曳，并不是对流环的拖动。软流圈的性质也说明，其主要特点是低速、高的地温梯度、低阻（可低到 50Ω·m）和低 Q 值，这些物理参数限定，软流圈性质不是由于相转换、成分变化和部分熔融所引起，极大可能是在有 0.1%水或低熔组分参与下的有限熔融（黄怀曾，1994），这种物质在不大的剪切力作用下就可导致位错松弛而发生滑动。软流圈并非全球一致，大洋下厚约 350km，大陆下厚 100～150km，有些古老地盾区仅厚 5～11km（我国东疆地区；袁学诚，1990）。如果认为板块运动仅是在机械力驱动下的剪切运动，那么软流圈厚薄只决定速度并不能限制滑动，这样板块能否漂移的问题也就有了一个初步结论。

3. 壳幔分异与波动

垂直分异的早期代表为别洛乌索夫（1954～1984），他主张地球演化早期除太平洋中部以外，全部被花岗岩质陆壳覆盖，只是到了古生代末中生代初，部分陆壳才“萌落”演变为大洋壳。这是由于陆壳上部被剥蚀和下部榴辉岩岩化引起的，或因基性熔岩大量侵入陆壳中所引起。熔融的玄武岩岩浆上涌，大部分停留在地壳底部，引起那里岩石的基性岩化（变为麻粒岩）及上部岩石的片麻岩化和花岗岩化。愈老的造山带其地壳厚度愈小，而且其中花岗岩岩层所占的比例也越小，就是与上部被剥蚀和下部榴辉岩化有关。1984 年他还指出，地震测深资料表明，帕米尔-喜马拉雅地区的大断裂产状陡峭，没有任何迹象证明地壳下层出现了重复的双层结构，其深部结构异常并不限于地壳，在异常厚的地壳之下，软流圈大大加厚，热流值也很高，说明这里岩石圈的异常厚度不是板块重叠的结果，而是物质从地幔深层向地面垂直上升的结果。

麦耶浩夫（Meyerhoff）父子的波动或称颤动构造说（Surge Tectonics，1992）更进一步主张，地球上所有线型到曲线型中、大型构造、地面形态及所有的岩浆现象都直接或间接地由波动通道产生，后者是软流圈内局部熔融的轻物质上浮而在岩石圈中形成的。通道会交替出现充填和排空，这是构造旋回形成的基本原因。他把收缩圈之上的地球圈层模拟为一个符合帕斯卡定律的巨型压水机，容器为相互连通的波动通道系统，液体为通道中岩浆，动力是收缩圈（位于软流圈之下）周期性的冷却收缩。

各类火成岩的地球化学性质表明，地壳富大离子亲石元素（LiL）和不相容元素，而地幔中随着岩浆源深度减小，这些元素的亏损程度越来越大，故分出了亏损型上地幔和均匀型（或富集型）下地幔，或由上而下分为强亏损型、弱亏损和富集型。此外，Depaolo（1980）等还发现印度洋地幔比一般富集地幔更富集 LiL 和不相容元素，这就是所谓的 Depaolo 异常。Sr、Nd 和 Pb 的同位素研究成果表明，太古宙地幔就不均匀，而且随着年龄值减小而增大，如大洋拉斑玄武岩源区比太古宙地幔亏损程度更高。这种壳幔成分的变化一般认为起因于初始地幔因分异生成地壳，从而亏损了大离子亲石元素和不相容元素。横向的不均匀性起因于地幔中的物质交换，新的数据越来越多地证明，由于冷岩石圈潜入到地幔深处，引起温度和物质的不平衡，这是造成地幔不均一性的重要因素，高压-超高压岩石的发现和地震层析图像更提供了一些极有价值的证据。

地震层析成像技术的最新成果表明（黄怀曾等，1994，图 2-23），板块汇聚带、稳定克拉通（地盾）下部（50～500km）存在由冷而耐高温矿物组成的高速物质；地幔低速区与洋脊系统、海沟、弧后盆地相对应，大西洋、印度洋中央海岭均呈现慢速特征。板块聚敛区的高速特征应与俯冲板块沉入地幔中有关，扩张区的低速显然由软流圈上涌引起；印度次大陆从地表到 150km 深处为高速层，青藏高原东部与东南部至缅甸一带速度相对偏低，且在约 70km 的低速层下面存在一个高速层。

上地幔中 200km 以下的波速变化多与陆壳残块进入地幔有关，这一现象一直到 670km 深处，这里大陆、大洋速度异常比浅处更明显。但对上地幔 400～670km 这一转换深度的密度变化还存在争议；热点处的低速异常可延至 80～200km 深处；洋中脊低速异常主要在 100km 深处，速度最低部分主要在 50km 左右，S 波异常在 36km 处最大，但是否会延至 300km 深处，面波与体波的研究结果不一致。由此看来，热点与洋脊地幔结构不一致，后者显示为热地幔穹隆，前者则是一个深度较大的热柱。南北半球上地幔差异明显，北半球以高速地幔为主体，南

半球以低速地幔为主体。前者的亚洲部分为相对低速区，欧洲-北美、北极为相对高速区，以菲律宾板块为中心，沿子午线南北延伸为一高速带；非洲为南半球的高速区。

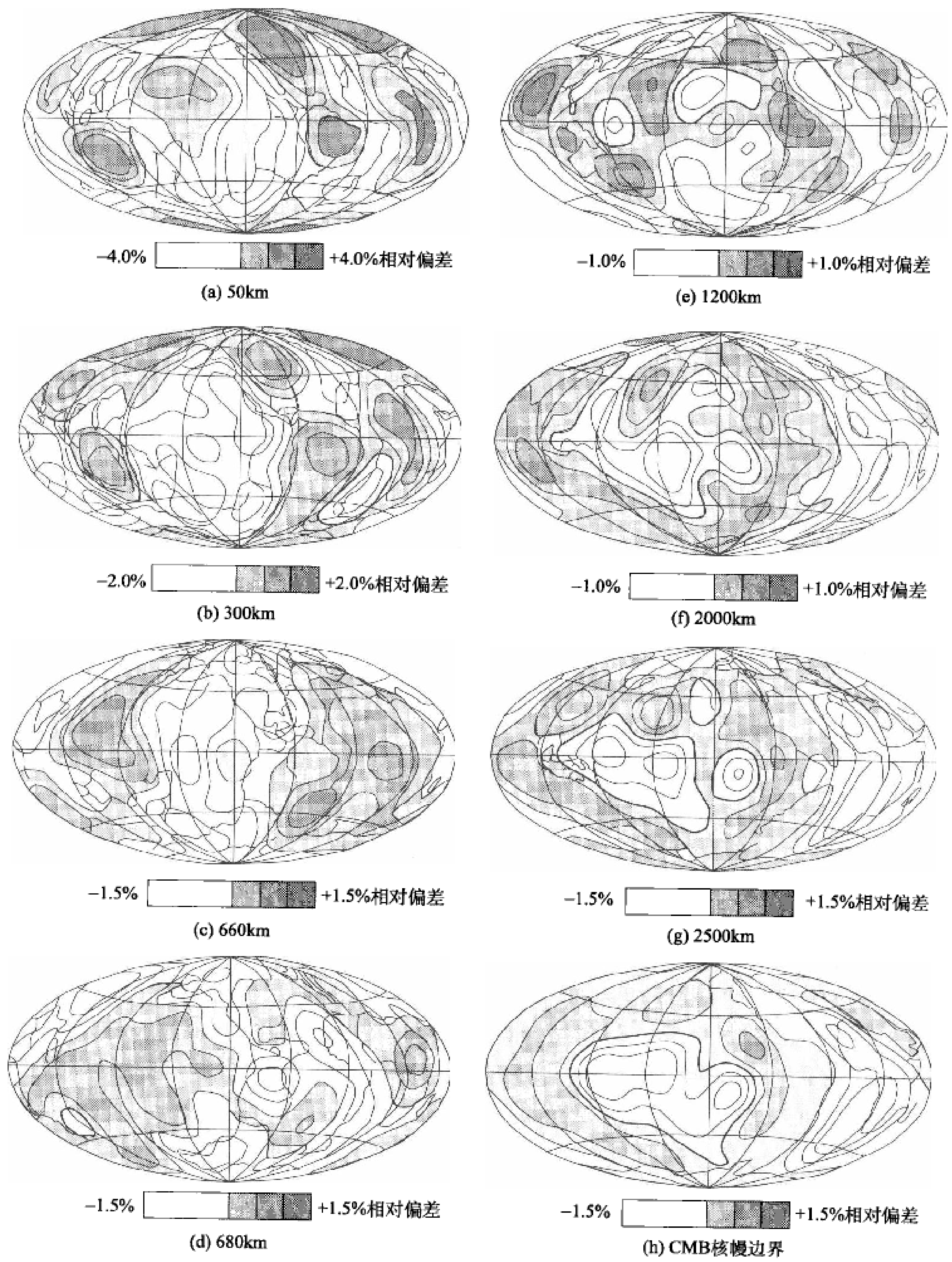


图 2-23 利用 SH8/O41.8 模型反演地球内部 8 个不同深度的剪切波平均速度相对偏差异常图（滕吉文等，1997）

图中浅色表示低速区，深色表示高速区

下地幔在1450km深处，环太平洋为一高速带，这与大地水准面长波长异常相对应，Richards等（1992）指出，这可能是过去由于150Ma以来板块俯冲所引起；下地幔中黏滞性或热导系数在1500～1900km深处变化强烈，在670km和2900km界面处出现尖锐变化，都反映下地幔物质不均匀分布确实存在。对一个封闭体系来讲，当温度和成分不均匀时，必然会有一个均一化过程，这就是分异或对流必然存在的基本依据。

2.4.4 对板块构造的质疑

不少学者指出21世纪是后板块时代。因为早期的板块构造学说受到诸多方面的质疑，他们认为板块构造只是地球历史上有限时间、有限区域内发生的地球动力学现象，在壳-幔分离或耦合、俯冲带的确定、弧后扩张、大陆增生和壳-幔物质循环等方面都存在许多问题，在深地幔对流、地体说和膨胀说基础上建立的大火成岩省模式可以较好地解释大陆增生及壳-幔物质循环等（朱炳泉和崔学军，2006）。

1. 大量资料表明地球历史上岩石圈板块与软流圈是同步耦合运动的，而不是在软流圈上的滑移

板块构造主张热点是不动的，板块在其上运动，就形成呈线状分布的火山岛链，位于太平洋板块上的NWW—NW向的皇帝-夏威夷火山链是其唯一实例。但80年代以来的研究表明，绝大部分火山岛链上的火山作用年龄是随机分布的（Frey et al.，2000）。

DUPAL异常的发现和深入研究表明，它是特提斯域和印度洋地幔的同位素信息，自古生代以来一直存在，即一直保持着岩石圈与软流圈的耦合关系（Pyle et al.，1992；Xu and Han，1996；Mahoney et al.，1998；Zhu et al.，2004；Zhang et al.，2005）；中国东部自中生代以来壳源与幔源岩石Pb同位素示踪和填图资料也表明，至少自中生代以来华北、扬子与华夏块体均保持了壳幔的同步耦合变化（张理刚，1995；朱炳泉，2001）；张本仁等（1994，1996）对华北和秦岭的详细地球化学研究表明，它们自太古宙以来在主微量元素和同位素组成上均存在明显差异，说明其自形成以来就一直保持着各自的耦合关系。这些资料均反映其岩石圈与软流圈地幔在地质历史上是耦合在一起同步运动的。

2. 全球扩张与俯冲的不对称现象也不符合板块构造模型

板块构造主张扩张带与俯冲消减带应相互平行，速率平衡。但全球出现的扩张和俯冲体系是不对称、不平衡的。全球洋中脊走向总体上为南北向，那么应具有南北走向的俯冲带。但以蛇绿岩为标志的俯冲带总体上只分布在北半球的有限区域内，且基本上都是EW走向。同时，大部分蛇绿岩只反映微板块与小洋盆的关系，表明俯冲的规模不大。Pubellier等（2004）提出，安达曼群岛、苏拉威西中部与东南部、加里曼丹东北与西北部和巴拉望等地的新生代蛇绿岩，都主要反映东亚边缘海的构造作用；中国北秦岭与北祁连古生代的蛇绿岩，以及赣东北新元古代蛇绿岩均只反映微陆块与小洋盆的构造关系，并不代表华北与扬子的直接接触关系（Zhang et al.，1996）。以研究科迪勒拉造山带基础上发展起来的地体学说（Ben-Avraham et al.，1981）和以增生弧观点研究古亚洲构造域的学者（Sengor，1993）均认为蛇绿岩没有块体边界的指示意义。上述事实表明洋底扩张并没有完全通过俯冲带而消减，特别是在南半球。

3. 安第斯山作为洋-陆俯冲的典范在地球物理与地球化学上均缺少证据

安第斯山都是安山岩，在全球罕见，不具典型意义；其震源均为100km以上的浅源地震，不反映贝尼奥夫带的存在；地震层析成像只反映俯冲的岩石圈板片存在于80km以上，是岩石圈厚度的起伏变化；多数学者主张是近零度的俯冲，但这在力学上是否成立？在地球化学上，安第斯弧更像是一个发育在被动陆缘上的大火成岩省，其中的埃达克岩-安山岩可能派生于早期溢流玄武岩的重熔。

4. 弧后扩张、大陆增生和壳-幔物质循环等都存在较多问题

东亚边缘海曾一度认为是太平洋板块向西俯冲的弧后盆地，但作为西太平洋重要的南北向弧——小笠原-马里亚纳弧不存在贝尼奥夫带；有人根据地震层析资料认为它是一条近垂直的贝尼奥夫带，但近垂直的俯冲在力学上难于解释弧后扩张的形成；侏罗纪-古近纪、新近纪玄武岩的Pb-Sr-Nd示踪填图也表明该弧两侧截然不同，其弧后盆地并不表现为洋中脊玄武岩-岛弧玄武岩的过渡特征。加勒比海地区新的资料表明它充填的是溢流玄武岩（Thompson et al.，2004），而不是弧后盆地。

5. 板块构造主张大陆增生主要通过俯冲带的安山质岩浆活动来实现，但大量资料表明大陆通过大火成岩省增长是其主要方式

太古宙时期大陆的形成主要通过绿岩带（溢流玄武岩）为主体的大火成岩省，全球至少有14个属大洋高原的绿岩带组成了太古宙古陆核，有100个以上的元古宙大火成岩省使太古宙陆核进一步连接，从而形成现存古大陆的基本构形（Tomlinson and Buchan，2001；Emsl and Buchan，2001，2003；Emsl et al.，2005）。中国以熊耳群为代表的中（早）元古火成岩省将华北东部和西部两个大的太古宙陆核连接在一起；Keweenaw溢流玄武岩省将加拿大太古宙地盾与中元古代格林威尔地块连接在一起。

6. 大火成岩省主张岩石圈可以通过拆沉或拆离方式返回地幔（Schott and Schmel，1998；Lustrino，2005）

板块构造主张板块俯冲是地壳物质返回地幔的主要方式，这从岛弧和大陆边缘火山作用反映的地球化学特征中得到证实（如蛛网图上的Nb、Ta负异常）。然而大火成岩省中广泛存在的富集地幔源信息（EM_2与EM_1）不是板块俯冲所能解释的，尤其是大洋中大面积存在的EM_3地幔源。拆沉或拆离作用可以对其作出解释，它们可在下列条件下进行：①地幔柱或其他地幔上涌热作用引起减压熔融（初期）；②岩石圈受到挤压增厚时玄武质下地壳变成更重的榴辉岩而拆离（后期）；③大陆岩石圈受到挤压增厚时，因上地壳物质中放射性成因热可导致温度梯度升高，使下地壳和壳下岩石圈熔融；④大火成岩省的巨厚岩浆覆盖在大洋或大陆地壳之上，其厚度可达到20～30km，当其下沉时可形成厚度很大的构造盆地，拆沉作用也可使其隆升而形成玄武岩高原，一些学者认为这是大洋玄武岩高原形成大陆的直接原因。

综上所述，尽管板块构造面临着这样那样的诸多疑问，但全球板块构造的基本格架还是应当肯定的。因为全球主要造山带不是随机分布的，它只展布在太平洋周边和劳亚大陆与冈瓦纳大陆之间，这就说明在这些地区，必定发生着能形成线状造山带的类似板块俯冲-碰撞这样的

作用，只是现今对它的机理与过程尚不十分清楚而已。至于陆内存在的如中亚萨彦岭和巴尔喀什这样一些造山带，因其中所裹挟的蛇绿岩带时代各异、方向零乱，其最终归并聚合实难用板块俯冲-碰撞来解释（无法说明其动力来源），有可能是通过大火成岩省完成的，这些蛇绿岩带或者来源于相邻大陆的崩裂，或者是在小洋盆中产生的，均不能作为板块边界划分的标志。

第 3 章　造山作用与造山带

3.1　基 本 概 念

3.1.1　造山作用概念的提出和演变

造山带（orogenic belt）是指在造山旋回中因褶皱和其他变形作用而形成的线状延伸地带。其形成前阶段属于构造活动带（mobile belt）范畴，后期多数呈现为山脉隆起带（mountain belt）。这是 19 世纪中叶相对地壳中的一些稳定地带而提出的，早期概念包含两个过程，即在造山带范围内岩石的变形和山脉的形成，在后来的使用中，造山作用（orogeny）包含上层山脉的形成、逆掩、褶皱、断裂等过程，以及深部的塑性变形、变质与岩浆作用等。

20 世纪 60 年代以前，造山带的成因，即造山作用概念多建立在地槽概念之上，认为造山带是地槽回返的产物。地槽（霍尔，1859；丹纳，1873）是指地壳上的一些活动性拗陷（mobile downwarping），其中被数千米厚的沉积岩或火山岩所充填。60 年代后期兴起的板块构造学说从成因上加深了以前的认识，认为造山带是洋盆（宽阔大洋或窄大洋）闭合的产物，是借助于板块间相互俯冲-碰撞而完成的，俯冲-碰撞引起洋盆闭合，地壳缩短，岩层褶皱、逆掩、断裂而隆起，俯冲的岩层当到达地壳深处或地幔中时，因发生脱水反应或部分融熔，并与幔源岩浆混合而形成一种钙碱性岩浆，在其上涌过程中就引起仰冲板块下部的深变质及混合岩化，中层的中浅变质与塑性变形，上层的褶皱、断裂与隆起，岩浆也常常喷出地表造成广泛的火山活动（图 3-1）。

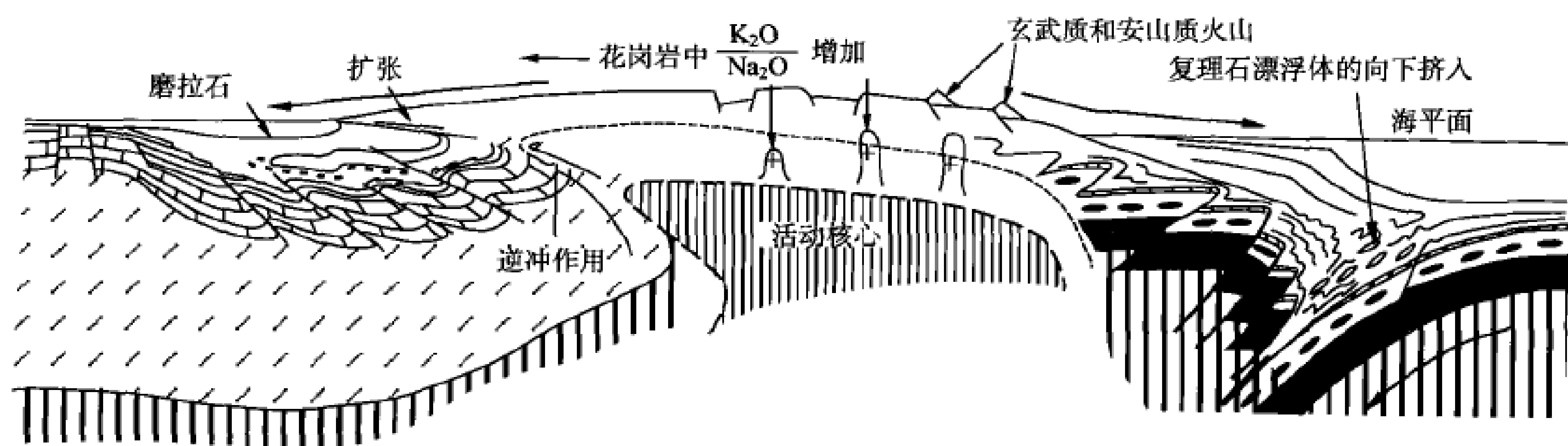


图 3-1　大陆边缘岩浆弧造山带

（Dewey and Bird，1970）

1885 年，徐世（Suss）首次把地壳形容成一个大的角砾，这一思想后来又得到谢音曼、张伯声（1959）等的发展。他们认为地壳上的稳定地带就相当于砾石，其间的胶结物就相当于活动带。由于稳定地带相互挤压、拉伸、剪切，从而引起活动带的变形，两者共同塑造出地壳的表面形态。从现代概念理解，徐世的早期思想基本上反映了地壳变形的本质，他所讲的稳定带在地槽、地台概念中相当于克拉通（Craton），在板块构造概念中就是板块、微板块、地块，后者的活动是造山带形成的根本原因，其中最主要的活动方式是俯冲-碰撞。因为最基本的事实

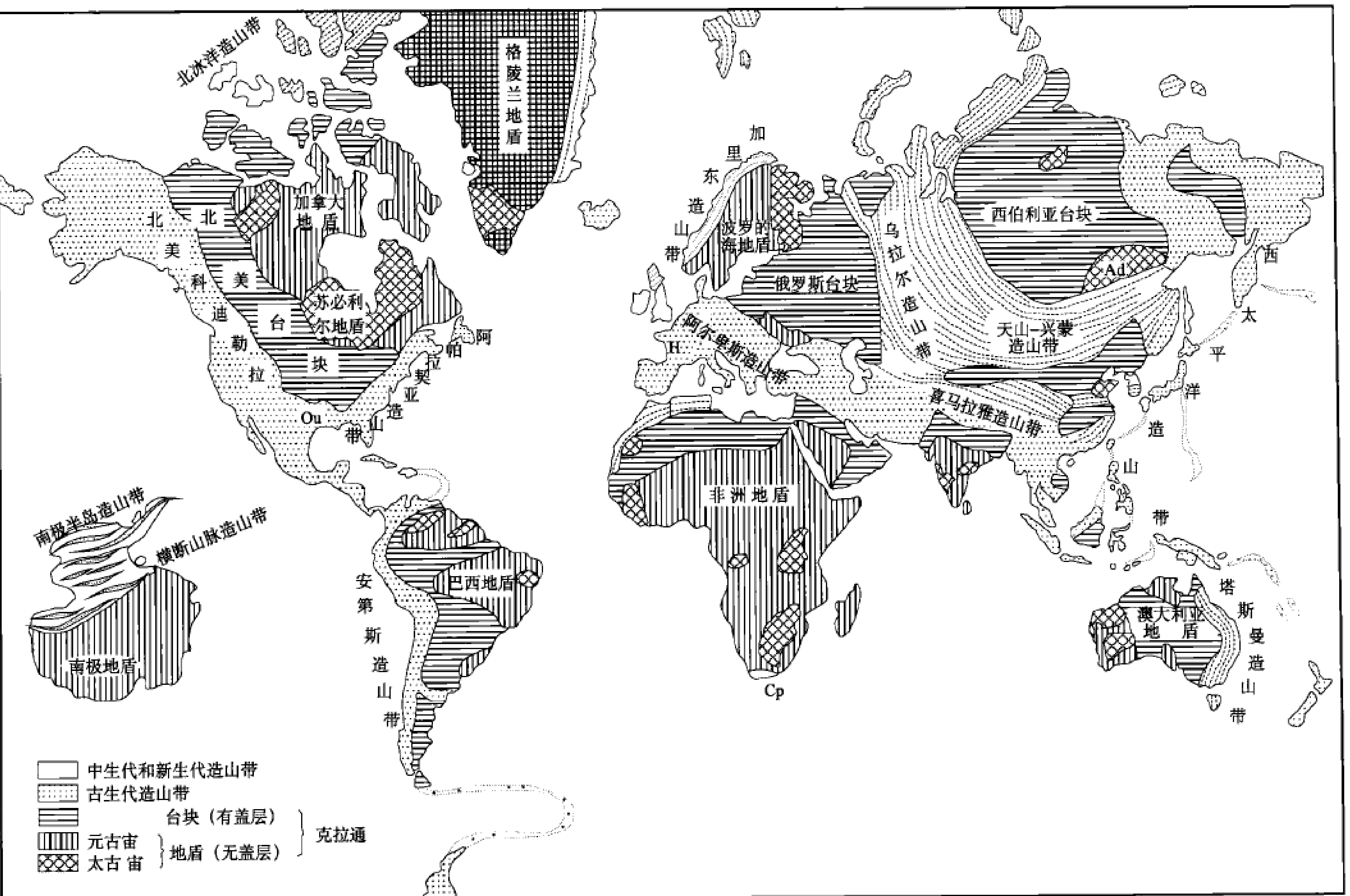


图 3-2 世界造山带

（都城秋穗，1986；南极地区有修改）

Ad. 阿尔丹地盾；Cp. 南非角（开普）褶皱带；H. 海西造山带；Ou. 瓦奇塔（Ouachita）造山带；Ad. 阿尔丹

是：造山带的延伸和走向严格限制在相邻克拉通地块之间，尽管这些地块及板块、微板块运动的动力目前仍然不十分清楚，板块活动所依据的地幔对流的方式正受到严峻挑战，其他作用力也尚无定论，但上述事实无法否认，这是我们认识地壳变形及造山带形成的基本依据。

随着研究工作的深入，愈来愈多的事实说明，也有一些造山带的形成与板块间的俯冲-碰撞无关，可大致将其归并为两类，即下面要介绍的被动陆缘造山带和板内造山带。

3.1.2 全球造山带的分布

如图 3-2 所示，全球造山带大致可分为五个带：环太平洋造山带、特提斯造山带、乌拉尔-蒙古造山带、北大西洋造山带和北冰洋造山带。

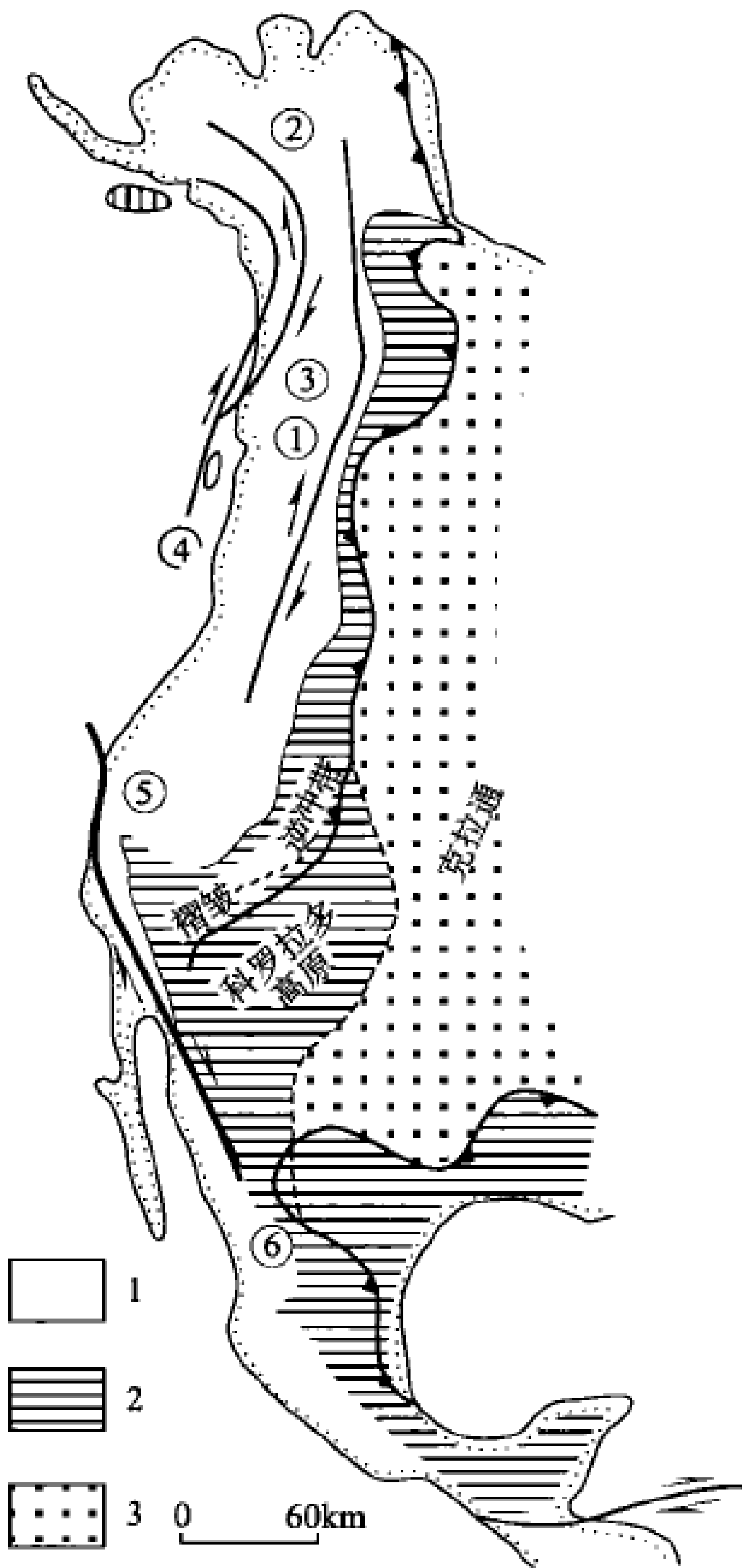


图 3-3 北美科迪勒拉带构造略图

(Howell，1980)

1. 外来地体增生带；2. 遭受变动的克拉通；3. 稳定克拉通；①～⑥为重要断裂及其编号，其中⑥为圣安德烈斯右旋走滑断裂

1. 环太平洋造山带

地质规律的认识往往都是从地质现象入手，通过现象的综合去洞悉其内在的联系，对造山带的认识也不例外。全球造山带分布的一个最基本特点就是：大都是相互联结围绕古老克拉通地块周边分布，只有极少数伸入并消失于克拉通内部。因此，其平面展布主要呈现为陆缘造山带、陆间造山带和陆内造山带三类。

东太平洋造山带也称科迪勒拉带，大致与海岸平行，自阿拉斯加延伸到南美南端的斯科舍弧。基底比较零乱，都是一些深变质岩石。古生代经多次构造变动，以奥陶纪和泥盆纪构造运动最为重要；中生代的内华达运动（早白垩世）和拉拉米运动（白垩纪末）形成了这一褶皱带的主体构造；新生代地槽拗陷只局限于沿海一带，并于上新世末发生重要褶皱变动，第四纪拗陷则推移到狭窄的海岸带。从中新世起，褶皱带内部发生强烈块断，形成著名的盆地-山岭式构造。同时发生强烈的火山喷发，形成与褶皱带大致平行的火山带。近些年来，由于大量移置地体的确定，一些人认为，科迪勒拉造山带是不同时期大量移置地体归并的产物，构造形象可能要比现在的认识复杂得多（图 3-3，图 3-4）。

西太平洋造山带不如东太平洋连贯，但也可以划分出靠近大陆的古生代造山带和靠近大洋的中新生代造山带。无论亚洲的东岸还是澳大利亚东侧的塔斯曼造山带，均存在着逐渐向太平洋方向迁移的现象。与东太平洋沿岸不同的是，这里有宽阔的大陆架、边缘海和岛弧，多数岛弧具有与相邻大陆类似的构造发育史。以日本和新西兰岛弧为例，其西侧为古生代褶皱带，东侧为中新生代褶皱带。与大陆不同的是，它们都是现代火山带和地震带。

南极地区，造山带分布于南极横断山脉以西，由东而西为纵断山脉加里东带，中南极海西带、南极半岛中生代造山带。南极半岛实际上是斯科舍弧的一部分，是安第斯造山带向南的延

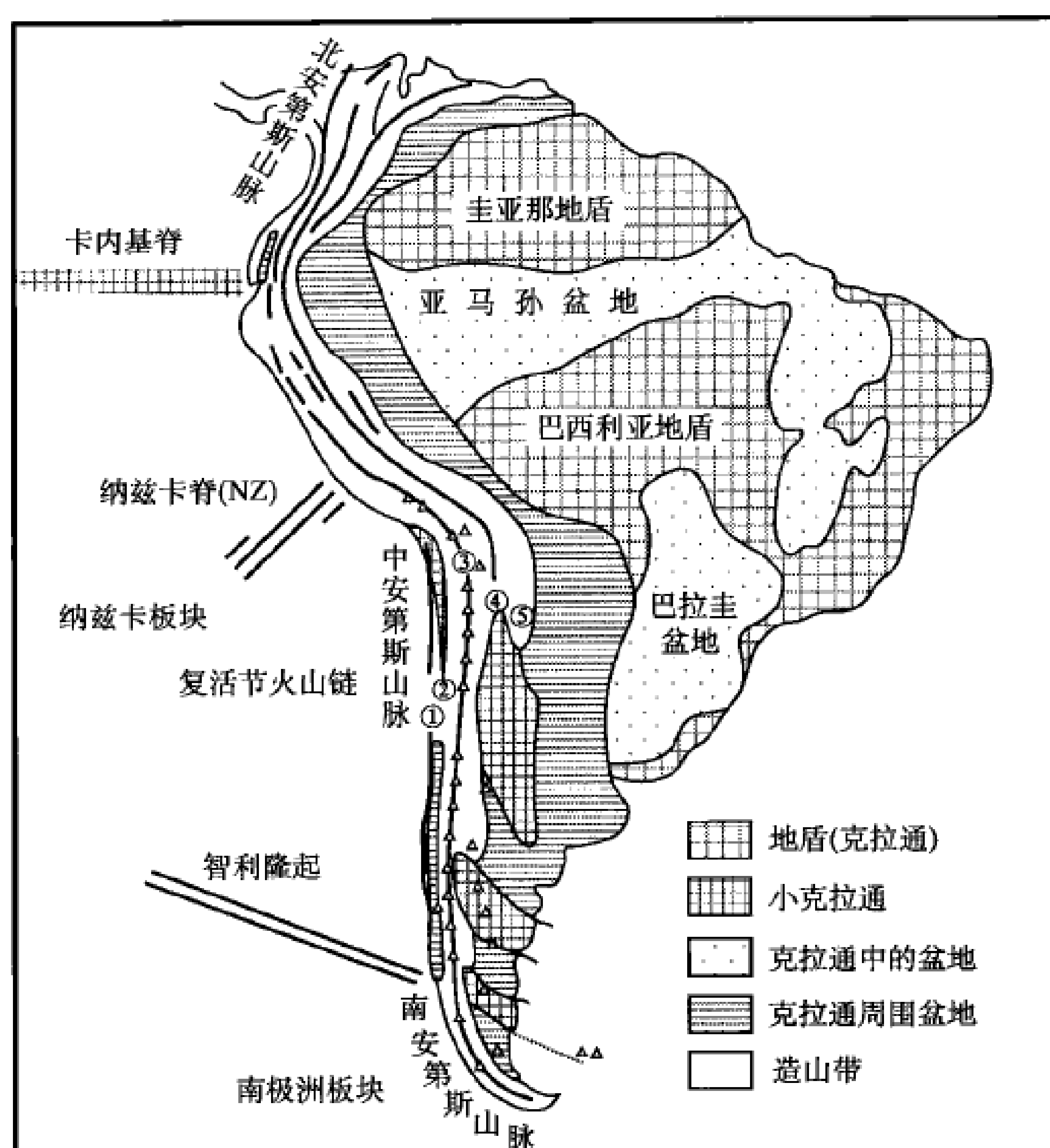


图 3-4　南美构造图

资料来源：Gansser，1973 和其他资料编绘

西部边缘的安第斯山在地形上可以分为下列几条南北向延伸的带：①海岸山脉；②纵向谷地；③西科迪勒拉；④中科迪勒拉；⑤东科迪勒拉。△. 上新世-第四纪火山；NZ. 纳兹卡脊

伸部分。南极的罗斯海与澳大利亚的塔斯曼海遥遥相对，两侧的造山带发育情况大致相同，一般认为从古近纪-新近纪初开始，才使它们分裂开来（图 3-4）。

目前保留在南非南端的开普造山带，主要沉积为泥盆系，厚达 2500m，不整合于奥陶-志留系之上。其上被石炭-二叠系的石英岩、页岩覆盖。这是一个弧后被动陆缘造山带，岛弧体系可能已沉没于海下。在非洲与南美裂开之前，开普带实际上相当于斯科舍弧的内弧部分。

2. 特提斯造山带

特提斯带（Tethys belt），即地中海造山带，是阿尔卑斯旋回中隆起的中新生代造山带。各段发育历史不尽相同，西段的阿尔卑斯带发育在海西褶皱基底之上，古生代时期这里曾是海槽环境，但到海西旋回的晚期已出现稳定型沉积。通过对晚二叠世各大陆陆生脊椎动物的比较研究说明，到古生代晚期，南、北大陆曾经通过欧洲与非洲相连，统一成一个联合古大陆（Pangea），或称泛大陆。

大概从中三叠世起，陆内火山型裂谷沉积首先出现在阿尔卑斯南带，这是新地中海带发育的开始，也标志着联合古陆开始解体。中生代时期，地中海两岸一度相距很远，其间曾多次出现洋壳。从晚侏罗世起，由于两侧大陆的逐渐靠拢，一个被推挤起来的阿尔卑斯造山带逐渐形成。巨大的推覆构造（图 3-5），缺乏大规模火山活动和广泛的岩浆侵入与区域变质是阿尔卑斯褶皱带的主要特点。

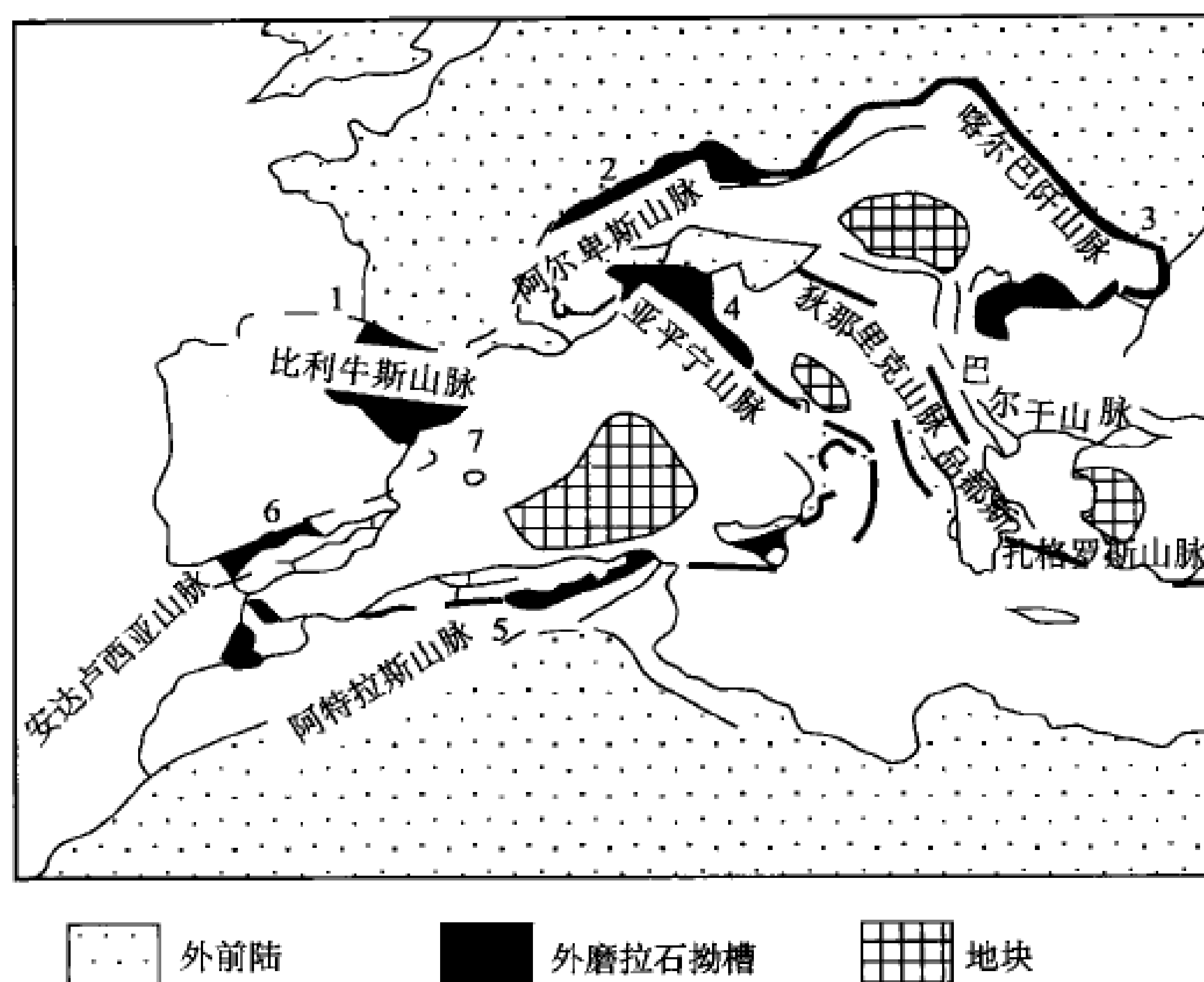


图 3-5 欧洲阿尔卑斯造山带与邻区的前陆盆地分布

(Koler，1921；Allen，1986；Sengor，1992)

1. 阿基坦盆地；2. 北阿尔卑斯（磨拉石）盆地；3. 喀尔巴阡前陆盆地；4. 亚平宁及波河盆地；5. 阿特拉斯前陆盆地；6. 北伯德前陆盆地；7. 南比利牛斯山和埃布罗盆地

这一造山带东段为喜马拉雅地区，其南侧为印度古陆，北侧为羌塘、冈底斯陆块。始于古新世中晚期，海水完全退出这一地区，喜马拉雅开始隆起。在上新世末的构造运动中，隆起幅度最大，并一直继续到现在。喜马拉雅山主体的岩石均为古生代稳定型沉积，中新生代的活动型建造（T-K_2）只局限于北部边缘，基底岩石与印度古陆相同，这都说明印度与欧亚古陆之间曾经被大洋所隔。自中生代末，新生代初由于两个大陆逐渐靠拢，古洋盆逐渐消失，从而推挤起一个喜马拉雅山。

喜马拉雅造山带向东延伸，在察隅一带急转向南形成缅甸境内的阿拉干弧（图 10-24）。该弧呈南北向延伸近 400km，向西凸出，弧的东带主要为由磨拉石组成的褶皱断裂带；中部为由磨拉石和复理石组成的逆冲断层带；西部则为由复理石沉积组成的平缓褶皱断裂带。东侧和西侧主要为新近系，中部主要由上白垩统和古近系组成。阿拉干弧向东南方向通过安达曼古近纪、新近纪造山带与印尼岛弧相连。后者是正在发育中的新生代岛弧-海沟系。

一般认为加勒比古近纪、新近纪岛弧区是地中海造山带的一部分。古巴和巴哈马群岛北半部在中生代时是属于北美板块，牙买加至波多黎各是在加厚的洋壳之上形成的火山岛弧。从晚侏罗世起，南北美洲裂开，早或中始新世开始，两个大陆又聚合，沿加勒比东、西和北部边缘发生俯冲作用和挤压变形，形成广泛发育的蛇绿岩，并向北推覆到稳定的陆块之上。由于晚三叠世以来南、北美洲的左旋扭动一直存在，从而形成现在的地貌景观。

3. 乌拉尔-蒙古造山带

乌拉尔-蒙古造山带界于东欧板块、西伯利亚板块与卡拉库姆-塔里木-中朝板块之间。在东欧板块和西伯利亚板块之间呈南北走向，向南在哈萨克斯坦一带向东弯转，形成巨大的弧形构

造，然后沿东西方向过蒙古及兴安岭，终止于鄂霍次克海西岸（图 6-1）。

乌拉尔地区为一长期发育的造山带，主要的岩浆活动时期为志留纪和泥盆纪。东部为活动陆缘，西部为被动陆缘。中石炭世末东带隆起，西带成为前缘坳陷。后期东翼向西翼推覆，至使东部的蛇绿岩推覆到西坡坳陷之上，最大位移可达几百千米。东叶尼塞和太梅尔地区具有和乌拉尔相同的发展历史，与乌拉尔海槽可能是相通的，只是它的隆起时间稍早，主要在加里东后期。

围绕西伯利亚板块的南缘是一圈中新元古代褶皱带，由此向南是萨彦岭和阿尔泰地区，这一地区的北部主要为加里东褶皱，向南可能包括部分海西期褶皱，它们围绕西伯利亚板块西南缘经蒙古北部一直朝东延伸到雅布洛诺夫地区。

再往南主要被海西期褶皱带所占据。西部的哈萨克斯坦-天山地区比较复杂，其中包裹着一些大小不等的破碎地块或微板块，如巴尔喀什和准噶尔等。这一地区西部的吉尔吉斯和中国中天山一带为加里东期褶皱，其余地区则被海西期褶皱所占据。

由天山往东经蒙古到我国的东北地区，其构造性质与天山地区的情况相似，主要为海西期褶皱，其间比较大的地块是锡林浩特地块、松辽地块和包括我国境内佳木斯隆起在内的布列亚地块（图 6-26）。

4. 北大西洋造山带

由于大陆分裂，北大西洋造山带位于大西洋东西两岸（图 3-2）。西岸即阿巴拉契亚造山带，东岸为包括斯堪的纳维亚半岛西岸在内的英国北部的格罗平加里东造山带。格罗平带的基底为新元古代地层，火山岩建造主要发育在奥陶纪，于志留纪后期褶皱隆起，泥盆系则为山间盆地的磨拉石建造。

阿巴拉契亚造山带由格陵兰东海岸经加拿大、美国东缘进入墨西哥。大致以纽约东西一线为界，北段为加里东造山带，南段为海西造山带。不同地段分别于塔康运动（中奥陶世末和晚奥陶世末）、阿卡德运动（中晚泥盆世之间）、瓦奇塔运动（石炭纪末）和阿勒根尼运动（早晚二叠世之间）褶皱隆起。晚三叠世开始因大陆分裂形成一些地堑构造，并由东而西，向西部地块上推覆。

5. 北冰洋造山带

在加拿大地盾北界的大陆架和北极群岛范围内发育着一个英努伊特褶皱区，海岸部分，沿着格陵兰的北岸为被动陆缘，由巨厚的古生代早期到志留纪的碳酸盐岩地层组成。在埃尔斯米尔岛的西北部和阿克塞尔黑伯格岛，有一个长度有限的活动陆缘，由巨厚的新元古界页岩及奥陶系到志留系的杂砂岩和基性火山岩组成，总厚度达 18km，并于泥盆纪末或石炭纪初褶皱隆起。在其南侧的斯沃德鲁普群岛上，褶皱的古生代地层被巨厚的中生代台地型沉积物所覆盖。阿拉斯加的布鲁克斯山脉大概是英努伊特造山带的西延部分，由志留纪到石炭纪的褶皱地层组成，具被动陆缘性质，顺东西方向延伸。由英努伊特和布鲁克斯带共同组成了环绕北美大陆北缘的造山带。

6. 中国造山带的分布

中国造山带几乎包括了全球造山带的基本类型，它北部是乌拉尔-蒙古造山带的一部分，南部属特提斯造山带，东部则是环太平洋造山带的西带。按其走向，可分为近东西向和近南北

向两大体系。后者属于环太平洋造山带的一部分，基本上是一个中新生代造山带，但其内侧，在浙西-赣南-粤西境内还展布着一个古生代造山带，不过其成因还存在疑义；近东西向造山带以塔里木、中朝板块为界分为南北两部分，北部：天山-兴蒙造山带，这是一个古生代造山带，南部按时代又分属于北侧的秦-祁-昆古生代造山带和西藏-滇西中新生代造山带，所以中国造山带可归并为以下四大体系。

1）天山-兴蒙造山带

天山-兴蒙造山带包括天山、阿尔泰、蒙古、大兴安岭、吉黑等造山带。总体上围绕西伯利亚板块南缘，由西而东呈弧形展布；是一个典型的多旋回造山带，其发育时间从早古生代持续到晚古生代，北侧结束较早，约在泥盆纪末，南侧结束较晚，多在石炭纪，局部地段推迟至二叠纪。造山带中包裹着巴尔喀什、准噶尔、北山、雅干、锡林浩特、松辽、佳木斯、兴凯等大小不等的许多地块，所以在平面上显得支离破碎；晚造山阶段的隆起不强烈；除少数地区隆起较高（如西天山）外，多数地区为中低山或丘陵。

2）秦祁昆造山带

秦祁昆造山带包括秦岭、祁连、阿尔金和东西昆仑。大致呈东西向线状延伸，横贯我国中部，故又称为中轴造山带；西昆北-阿尔金-祁连-秦岭发育在早古生代；西昆南-东昆仑-西秦岭-南秦岭-大别的活动时间从早古生代持续到印支期；均具有由前寒武系组成的中央隆起，隆起两侧的活动性差异显著；晚造山阶段强烈隆起，多 3000m 以上的山峰。

3）青藏-滇西造山带

青藏-滇西造山带由北而南，包括青藏高原的巴颜喀拉、唐古拉、冈底斯-念青唐古拉、喜马拉雅及滇西的横断山造山带。围绕印度板块呈向北东突出的弧形展布；由北而南时代变新，巴颜喀拉为印支期，唐古拉、冈底斯-念青唐古拉为燕山期，喜马拉雅为喜马拉雅期造山，横断山是一复合造山带，主造山期为印支期；这些造山带均在晚造山阶段强烈隆起，平均海拔 4000～5000m。

4）东亚岛弧造山带

东亚岛弧造山带中段主要展布在日本-台湾-菲律宾岛弧上，为喜马拉雅期造山带；断续展布在我国东北完达山的侏罗纪造山带可看作它的内带，展布在韩国南端及我国福建沿海的侏罗纪火山岩带可认为是同一构造作用的表现。

3.2 造山带的基本结构

造山带是由两个活动陆缘或一个被动陆缘和一个活动陆缘拼合的产物，所以造山带中既含有活动陆缘，也包含有被动陆缘，而且活动陆缘（老年期陆缘）又是被动陆缘（青年期陆缘）的进一步演化，总的可将造山带的基本结构归纳为弧前体系、弧后体系和被动陆缘体系三部分。

3.2.1 弧前体系

现代活动大陆边缘的弧前体系一般由俯冲杂岩、弧前盆地和火山岛弧三部分组成，图 3-6 为吕宋岛弧西部构造剖面示意图，自中新世早期至中期以来，俯冲作用一直沿马尼拉海沟进行，吕宋海槽为现代弧前盆地；在弧前盆地东侧赋存着向东缓倾的三描礼士蛇绿岩岩席；吕宋中央弧前盆地不整合在增生杂岩之上，其中充填的是晚始新世到渐新世的凝灰岩和深海凝灰质灰岩，向上变为正常碎屑与火山碎屑沉积；上新世水体变浅；中央盆地东侧为中新世中科迪勒拉火山链。因三描礼士蛇绿岩时代早于它赋存的增生杂岩，故推测早期的洋壳可能是东侧菲律宾海沟活动的产物，是中新世被圈闭于俯冲带之中的早期蛇绿岩（Karig，1982；见 11.6 节，图 11-17）。

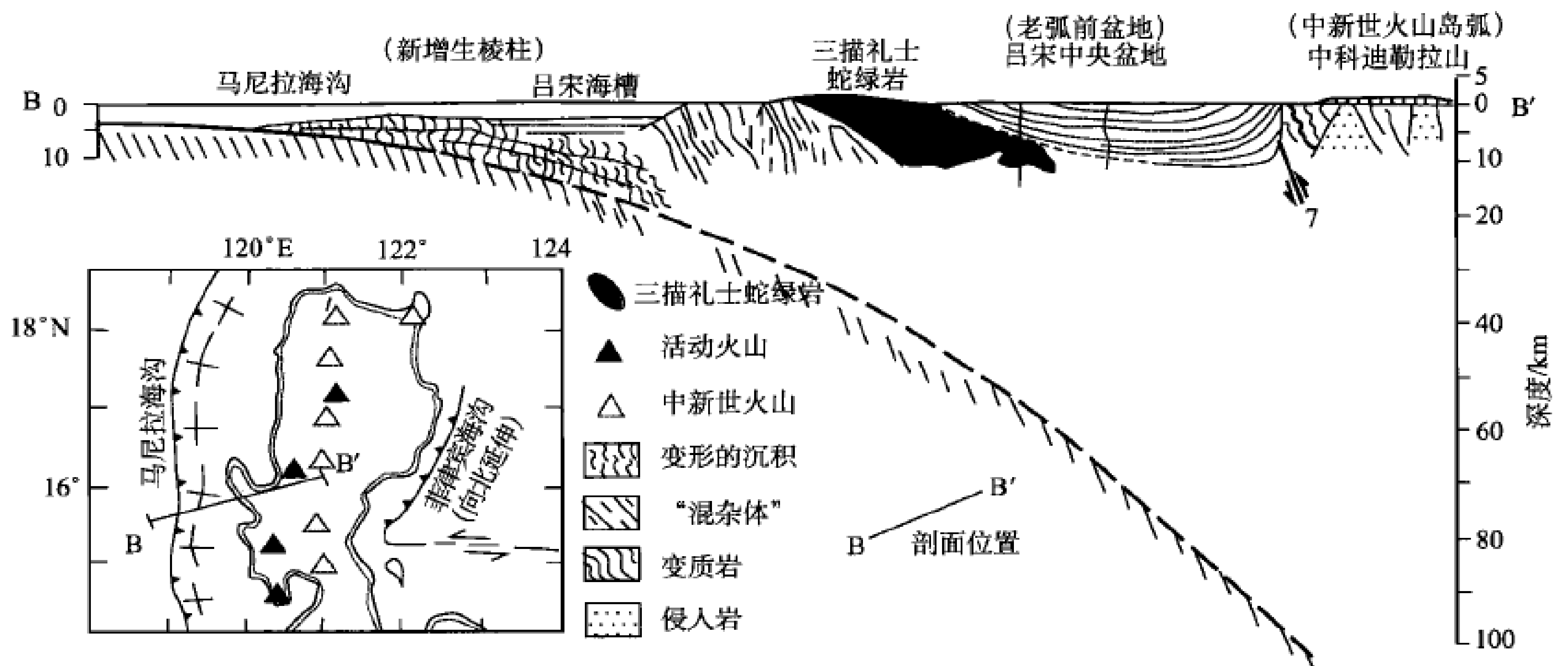


图 3-6　吕宋岛弧构造略图及横跨吕宋岛西部的示意构造剖面

(Karig et al.，1982)

吕宋岛弧仅是西太平洋型岛弧的代表，实际上因地而异，类型各有差异。何以形成不同类型的俯冲带结构，长期以来多从俯冲带倾角大小、聚合速率等方面去解释。当俯冲带倾角大时，地壳处于引张应力作用中，仰冲板块易塌陷形成火山弧以及以正断层为边界的边缘沟-弧-盆体系；当倾角较缓时，地壳处于挤压应力状态，或形成安第斯型隆起，或形成复杂俯冲体系。

俯冲带倾角的大小实际上受控于被俯冲陆缘的性质，当大洋板块面对的是一个强烈减薄的被动陆缘（如西太平洋陆缘），其下部因软流圈物质上涌而密度较小，俯冲作用易发生，大洋岩石圈实际上是跌入软流圈之中，故俯冲带倾角大，聚合速率高，前弧与弧后盆地发育，其中所夹的陆块也较少；当被动陆缘减薄程度不高时，大洋岩石圈只能借助于重力势能沿斜面缓慢插入大陆板块之下，使仰冲一侧抬升形成基底隆起，消减杂岩与弧前、弧后盆地均不发育，安第斯陆缘就是这样。在后一情况下，当有大量陆源碎屑注入俯冲带附近时可形成复杂的俯冲体系。

3.2.2 弧后体系

Karig（1997）称弧后盆地为边缘拗陷或边缘盆地（marginal basins），最初指位于岛弧火山链之后的半封闭盆地或盆地系列，Kokelaar 和 Howells（1984）将其称为内硅铝质盆地，共

同表现为伸展和地壳减薄，有或完全没有成熟裂谷及大洋岩石圈的出露。有的表现为被动陆缘拗陷，如北美科迪勒拉内带（落基山）和阿巴拉契亚内带北段（兰岭以北），均为发育在陆壳之上的被动陆缘拗陷；有的则是由众多地体构成的岛弧带（优地槽带；Bickford，1988），多发育在造山带的外带，如科迪勒拉外带（图 3-13）。

Karig（1981）以菲律宾盆地为例提出了一个边缘火山岩盆地的发育模式，图 3-7（a）表示板块消减、沟弧增生与钙碱性火山岩的形成，火山弧因裂谷的发育而分裂[图 3-7（b)]，分裂轴位置出现洋壳与残留弧[图 3-7（c)]，进一步伸展形成残留弧与轴部为洋壳的弧后盆地，二者共同构成边缘拗陷[图 3-7（d)]。

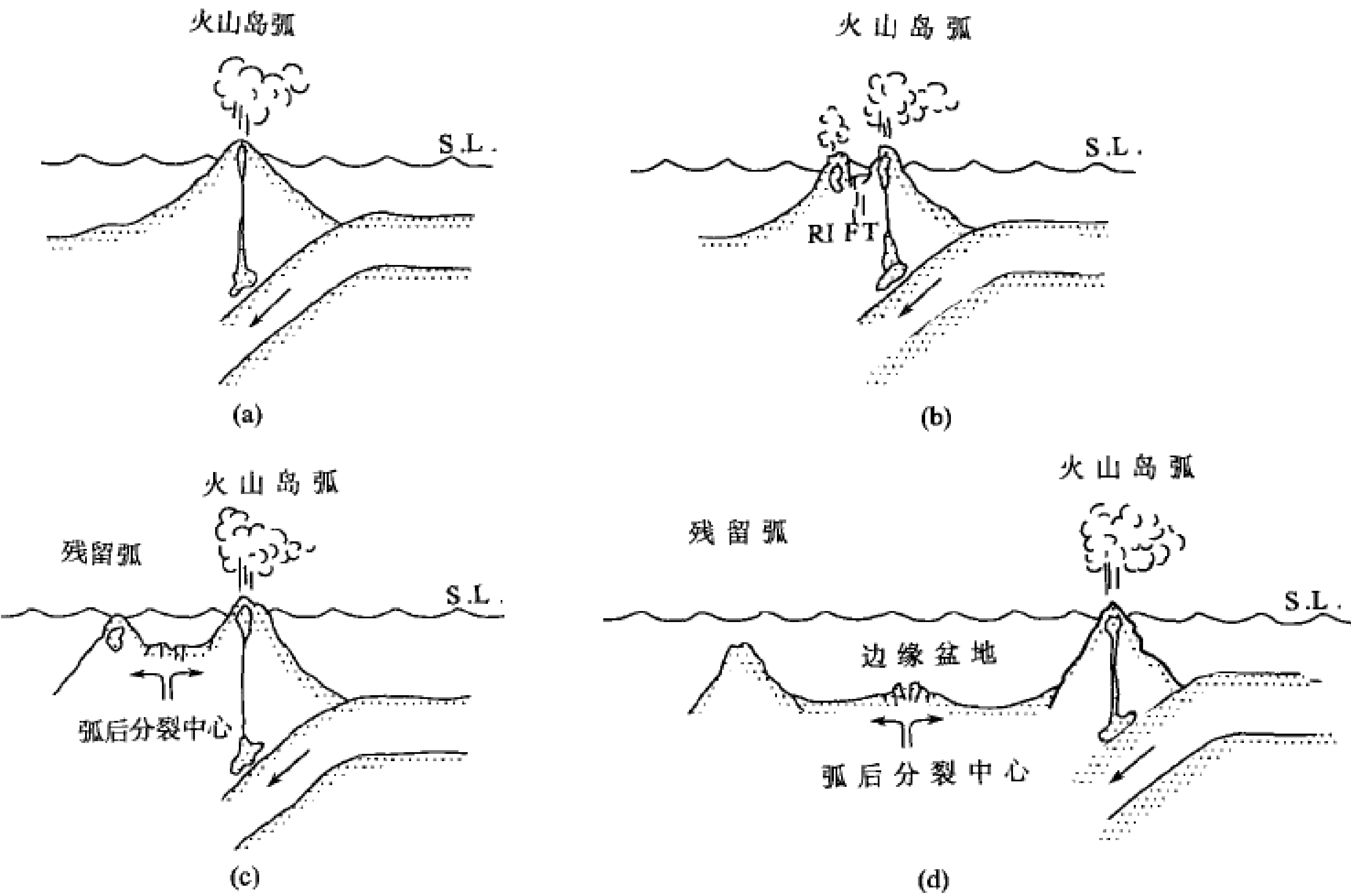


图 3-7 边缘盆地构造演化的一般情况（Karig，1981）

边缘盆地沉积的最大特点是火山碎屑沉积占优势，因火山弧是它主要的物源区，那里火山碎屑岩占 90%以上，明显区别于大洋盆地（火山碎屑岩体积小于 10%）和洋岛（小于 40%）环境（表 3-1）。其中玄武岩的地球化学性质与 N-MORB 相比，富大离子亲石元素（LiL），贫高场强元素（FHS），尤以 Nb、Ta 的亏损最为明显。不过，现在多认为弧后盆地是由于诱发对流引起，分裂从弧后开始，并不一定从岛弧分裂开始。

表 3-1 岛弧、洋盆和洋岛环境火山碎屑岩含量（Cary and Sigurdsson，1982）

地区		火山碎屑岩含量/%	岩浆类型
岛弧	阿留申-阿拉斯加	95	CA
	小笠原群岛	85	CA-Th
	印度尼西亚	99	CA

续表

地区		火山碎屑岩含量/%	岩浆类型
岛弧	Grecian	83	Ca-AlK
	小安德列斯	95	Th
	马里亚纳	90	CA
大陆火山弧	安第斯	97	CA
	喀什喀特	90	CA
	中美	90	Th
洋盆	太平洋	3	Th
	大西洋	6	Th
	印度洋	3	Th
洋岛	冰岛	29	Th
	夏威夷	1～2	Th-AlK，AlK

注：ALK 表示碱性系列；CA 表示钙碱性系列；Th 表示拉斑系列。

现代弧后盆地可分为活动的和不活动的两种，活动盆地指目前正经历伸展作用且有新洋壳的形成，如汤加（Tonga）、克马德克（Kermadec）、马里亚纳（Mariana）、小笠原（Bonin）、新赫布里底（New Hebrides）和斯科舍（Scotia）岛弧系的弧后地区。不活动的弧后盆地指现在无扩张迹象的弧后盆地，也有两类：具高热流的不活动弧后盆地，如日本海和鄂霍次克海；具正常热流的不活动盆地，如南斐济和阿留申盆地。实际上这与年龄有关，高热流盆地就是较年轻盆地。此外，弧后盆地中还有一种萎缩大洋盆地，如白令海和西菲律宾海盆地，它们是一些残留的古洋壳，这是一些相对稳定的弧后盆地。弧后盆地因扩张形成，所以一般都具有复式地堑结构，多局部分割，故横向、纵向上相变剧烈。例如，一般具有洋壳基底的弧后盆地的磁异常条带多数模糊，这被解释为缺乏凝聚地扩张，大量小的扩张轴散布于盆地中，故使磁模式复杂化。就其物源区而言，主要是火山弧和扩张中心喷出的火山物质，来自残留弧的沉积物相对很少。盆地发育的早期阶段，主要被来自火山弧的粗碎屑物质覆盖，这时因边界地形陡，重力流而成的碎屑层发育；继续扩张，盆地扩大，其中心部分弧火山碎屑将不能到达，在这里会形成富火山玻璃、斑晶及棕色蒙脱石黏土的沉积，因热水在新鲜玄武岩中的循环，常有富 Fe、Mn 的硫化物沉积；向盆地的残留弧一侧，由远洋黏土递变为生物成因的钙质软泥。随着火山弧、弧后扩张的间歇性活动，就可能导致上述三种沉积相在剖面上呈互层状（Cary and Sigurdsson，1980）。

3.2.3 被动陆缘体系

正因为活动陆缘是被动陆缘的进一步发展，所以被动陆缘体系也是造山带的重要组成部分。北美落基山造山带是变形的克拉通西部被动陆缘（斯宾塞，1978），喜马拉雅造山带主体是印度克拉通北部被动陆缘，中祁连与南祁连、中秦岭与南秦岭可能都是卷入造山带的被动陆缘。

经典威尔逊旋回所定义的被动（passive）陆缘是指大洋张开阶段其两侧的大陆边缘，是一种伸展型板块边缘。最初的定义中只侧重于其动力学过程，详细的地质作用涉及得不多。

自 20 世纪 80 年代以来，普遍把大陆边缘作为板块构造的主要内容来研究，被动陆缘概念亦取得了重要进展。最初的被动陆缘概念以 McKenzie（1978）的纯剪切伸展模式为代表，主

张大陆因裂谷作用而解体，裂谷型岩浆作用导致地壳伸展减薄而沉陷［图 3-8（a)］。

自 20 世纪 80 年代初以来，Wernike（1981，1985）设想大陆的解体可能通过低角度拆离带进行，这是一种伴随块体旋转的简单剪切作用，结果就形成与地幔隆起不对称的被动陆缘对［图 3-8（b)、(c)］，正对着地幔隆起一侧的陆缘火山活动强烈，而偏离地幔隆起一侧的陆缘仅上地壳发生强烈构造变动而无火山作用，这就是 Wernike（1989）所提出的火山型与非火山型被动陆缘对，前者趋向于隆起，后者趋向于沉陷。所以被动陆缘的形成既可以纯剪切方式形成，也可以通过简单剪切方式形成，前者如红海裂谷，后者如塔斯曼海，其西侧为火山型被动陆缘，东侧为非火山型被动陆缘（Johnson，1989)。

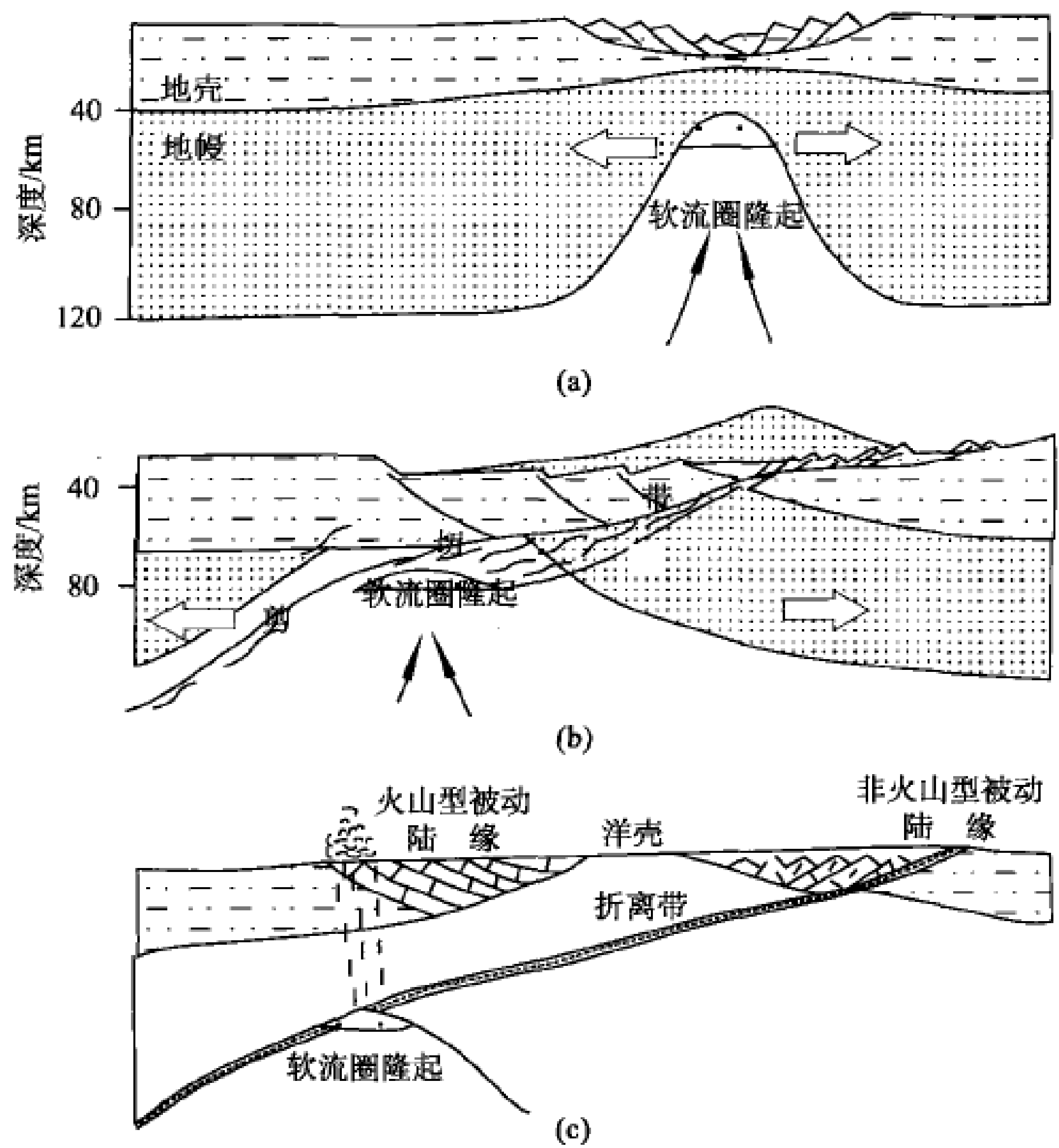


图 3-8 大陆岩石圈拉张的两种模式

(a) 纯剪切模式（Mcdenaie，1978)；(b) 简单剪切模式（Muster and Wuster，1989)；
(c) “对”被动陆缘（何国琦等，1990)

被动陆缘的沉积与火山建造总的趋势是：由大陆的、稳定类型组合向大洋的、非稳定类型组合演化，火山岩组合由偏碱性、钙碱性，向拉斑质、双峰式组合演化。何国琦等（1990）曾总结指出，哈萨克斯坦泥盆系、撒哈拉带、加利福尼亚南部老妇人山带是从钙碱系列的中性和少量基性岩浆活动向双峰式组合演化的，反映地幔隆起一开始已达中下地壳，后来岩浆源明显下降；红海地区则从碱质基性和富碱的双峰式组合开始，向碱性程度降低、酸性程度增大的方向演化，反映了岩浆源从深部向浅部的发展。总的情况是：各地因构造特征及地质作用性质不同，其火山岩及岩浆岩组合千变万化。

商丹断裂以南的中秦岭（礼县-柞水海西地向斜）和南秦岭（南秦岭海西地向斜和北大巴山加里东向斜）可以看作扬子板块北部被动边缘。重力资料显示，秦岭地区可以分解出由 Moho 面引起的走向南北的区域重力异常和主要由地壳不均匀引起的剩余重力异常，剩余重力异

常在中南秦岭地区呈现为近南北走向的两隆一凹，湖北秭归至陕西安康一线为一卵圆形的重力低，两侧的重力高都表现为由商丹断裂向南至四川北部重力值逐渐升高［图 2-5（a）］。表明中秦岭、南秦岭与扬子地块北缘为同一个剩余重力场，其地壳结构应具有相似特征。地球化学场研究结果也认为：中秦岭和南秦岭在震旦-奥陶纪时期其地化特征与扬子地区完全相同（均富含放射性成因铅，而华北以贫放射性成因铅为特征），只是到志留-泥盆纪因接受来自北秦岭的近源低成熟物质，才表现出与华北和北秦岭具有相同特征（张本仁等，1992）。同时地面露头也显示，中秦岭和南秦岭具有扬子型基底，扬子外围的震旦系以下统火山岩、冰碛，上统厚层灰岩建造为特点，类似的剖面在中秦岭和南秦岭地区广泛出露于两带，北带沿凤镇-山阳断裂，如陡岭地块、柞水迷魂阵地块和宁陕东江口地块；南带出露于安康断裂两侧，西部为凤凰山地块，东段为平利地块，这表明中秦岭和南秦岭应是被改造的扬子板块北缘。

3.2.4 地体增生带

有些造山带并不表现为不同性质大陆边缘的组合，而是呈现为来自不同环境、不同性质的地质体的复杂组合，把这种构造带就称为地体拼合带、组合带或地体增生带，这是大陆地质的一大特色。

正如 Howell（1989）所指出的，板块构造学说由地球物理学家依据大洋资料提出的，它所建立的基本原则为大陆地质学家提供了一种强有力的思想武器，曾令他们激动不已，似乎一个初学者只要用少许资料就能够解决一切全球性问题。例如，安山岩表明岛弧；燧石、枕状玄武岩与超铁镁质预示大洋底；钾的百分含量趋势记录了火山弧的极性，运用这些原则重塑古地理似乎很容易。但自 70 年代中期以来常常发现，运用上述原则可能导致错误，造山带的实际情况要比最终的设想复杂得多，地体概念的建立和地体增生带的发现是这一期间一项重要进展。

地体（terrene）的概念由 Manger 和 Ross（1971）及 Irwin（1972）首先提出，琼斯、斯尔伯格和希尔豪斯于 1977 年首先命名了北美的兰格利亚地体。它们是一些以断层为界的特殊地质体，一般与相邻地质体在岩石组合及其他地质特征方面无成因联系。常常根据其主要标志称为地层地体、火山岩地体、石灰岩地体、蛇绿岩地体等。其成因多认为是不同性质的大陆边缘碎块或洋底碎块，以加拿大的兰格里亚地体为例（表 3-2），三叠纪时形成于 18°N 或 18°S，白垩纪末才增生到高纬度地区，地体本身为浅水台地相沉积，上覆上三叠统远海沉积，而其周围被中深变质的复理石环绕。故认为它来自一个海底高原的离散作用（dispersion），后期向北漂移了约 30°的距离而拼贴到北美大陆之上。

自 20 世纪 70 年代中期以来，全球识别出来的地体越来越多，有人（如 Howell）认为造山带实际上就是地体拼贴增生带，故它的构造特征比传统板块概念要复杂得多。Howell（1989）把多个地体在大洋环境中的结合称为拼合作用（amalgamation），把地体沿大陆边缘的结合称为增生作用（accretion）。因此，地体边界常为混杂堆积带或蓝片岩及蛇绿岩带，有时为横推断层、逆冲带或冲断层。因为地体边界有些是在增生前（大洋环境下）形成的，有些形成于增生时（与主俯冲带同时）或增生后（陆内环境），故时间跨度可以很大。图 3-3 为北美西海岸构造轮廓图，形成于整个显生宙期间，它们有的来自南太平洋，有的来自亚洲，有的则是北美克拉通的离散碎块，其中既有寒武纪至中生代初的洋底沉积与蛇绿岩，也有不同时代的火山岩与侵入杂岩，都在 60～160Ma 前增生到北美大陆的西部边缘。

表 3-2 现今镶嵌在太平洋边缘上的移置地体大规模迁移的古地磁证据（Ben-Avraham et al.，1981）

区域	位置与年龄
东西伯利亚	锡霍特山：相对于西伯利亚自“P”以来向北移动了40°，自“T”以来向北移动了20°，白垩纪时与西伯利亚发生碰撞，一亿年间移动了2000km
东北西伯利亚	科累马地块：相对于西伯利亚自“P”以来向北移动了20°，自“T”以来向北移动了10°，白垩纪时与西伯利亚发生碰撞
加拿大西部和西伯利亚南部	兰格里亚地块：“T”形成于18°N或18°S，于“K”末增生，1.3亿年间向北移动了6000km；斯蒂金地块：自J_3以来向北移动了13°阿拉斯加半岛-舒马金群岛：自“K”以来向北移动了约50°
加利福尼亚州	弗朗西斯科省：相对于北美大陆海底山脉向北运移约20°，于晚白垩世或早新生代增生到弗朗西斯科杂岩中
日本	日本中部内陆山系：“P”位于古赤道附近，于晚中生代末增生到亚洲大陆上
中国那丹哈达岭地区	主要由C_2-K_1地层组成，其中上古生界的石灰岩、三叠系叠状燧石层和J_{1-2}硅质页岩都是外来岩块，被包含在J_3-K_1碎屑岩之中。例如，C-P的化石组合是典型特提斯型，T-J_2深海相硅质岩中的放射虫化石可与日本美浓地区对比；古地磁资料表明，那丹哈达岭地体在T前后位于赤道附近（T_3在北纬12°20′），到J_2才漂移到现在的位置并拼贴于佳木斯地体之上

所以地体增生带可能是造山带的重要组成部分，不过对地体的确定目前还存在不少问题，即便在北美和加拿大也把地体称为可疑地体，可见其不确定性。其他地区虽也划分出不少地体，但也存在类似问题。目前确定地体的最主要手段仍然是古地磁测定、古生物与古地理环境的确定，其次为古构造环境对比。

任纪舜等（1999）更进一步认为，在俯冲-碰撞造山过程中，真正的碰撞造山可能仅限于劳亚古陆与冈瓦纳古陆之间，地体（或称微板块）因体积小，动能小，恐怕从未发生过实质性的碰撞，他把这类碰撞称为弱碰撞或软碰撞。在软碰撞造山过程中，构造-岩浆作用仅限于仰冲的大陆一侧，下插的大陆块一侧只受到轻微的影响；碰撞后洋盆虽然消失了，但海水并不一定完全退出，山脉也不一定隆起，故缺乏磨拉石沉积；微陆块之间的碰撞因动能小，碰撞之后其动力学体系并未完全结束，后期还表现为陆块之间的多次叠覆造山，最后因热动力逐渐消失才稳定下来，他把这一过程称为软碰撞多旋回造山。同时指出，巨型板块间的碰撞往往伴随着同造山期前陆盆地和磨拉石沉积的发育，而且与下伏沉积是逐渐过渡的；而微型陆块间的软碰撞则表现为后期的磨拉石沉积与同造山期沉积间多以不整合分界。

但是，微板块或地体间的碰撞因力源问题难以解决，能否实现也值得怀疑。因为板块碰撞的动力来源于洋底分裂，一个或一组微板块的碰撞必须与一个大洋或小洋盆分裂系统相联系，目前很多地区还仅限于推测，把分裂-碰撞系统划分出来几乎不可能。特别在中亚的巴尔喀什地区（图 6-9）和萨彦岭地区（图 6-5），那里众多蛇绿岩带的方向与时代各异，用小板块碰撞来解释实在牵强。似乎在这些地区，是大火成岩省将这些小板块连接在一起，从而完成了陆壳的增生过程（见 2.4.4 节；朱炳泉和崔学军，2006）。

3.2.5 造山带的主要类型

由于各人强调的因素不同，目前造山带的分类方案很多。综合前人研究成果，本书拟作如

下划分：陆缘型，包括科迪勒拉型、安第斯型、日本岛弧型、莫克兰型、新西兰北岛型和新几内亚型；陆间型，包括特提斯型（阿尔卑斯-喜马拉雅型）和阿尔泰型（突厥型，Turkic Type）；陆内（板内、克拉通内）型，如我国的燕山造山带和环鄂尔多斯造山带等。

采用陆缘、陆间和陆内的分类是基于这样一些因素：陆缘、陆间造山带的划分是 Suss（1885）早年提出的，它也反映了全球造山带空间分布的主要形式（图 3-2）；不用板缘、板间来表述，这是因为这些造山带都涉及的不是一个板块（至少目前争议还较大），如东、西太平洋造山带，我国的所谓中轴造山带等。陆内或板内造山带是越来越得到公认的一个重要造山带类型。

上述分类主要考虑的是造山带所处的大地构造位置。俯冲型、碰撞型的划分是不少人主张的分类原则，我们也曾经作过类似分类，但是地体构造的提出说明，典型的俯冲造山带曾经都存在不同时期地体的碰撞归并，如科迪勒拉造山带、日本岛弧造山带等；碰撞造山带也都是从早期俯冲到后期碰撞，甚至有人感疑（见 2.4.4 节）板块俯冲只是小洋盆的构造行为，环太平洋就不存在板块俯冲。力学分类在造山带分类中应用很广，如拉张、挤压、剪切和热力分类（Howell，1989）；垂直隆升、水平剪切和水平挤压分类（Wilson，1990）；Sengor（1990）将汇聚板板边缘划分为剪压、俯冲、仰冲和碰撞型，亦属此类；很明显，它们都不是独立类型，造山带往往是几种力学机制的结合。李继亮等（1999）根据造山带内部结构的分类：陆-陆碰撞型、陆-前缘弧碰撞型、陆-残留弧碰撞型、陆-增生弧碰撞型、弧-弧碰撞型和陆-弧-陆碰撞型；张原庆等（2002）根据大陆块、微板块与活动岛弧三者的组合关系的分类：陆-陆碰撞型、碰撞增生型、弧-陆碰撞型和无大陆碰撞型（岛弧间或地体间的碰撞），这两种分类是我们的研究方向，因造山带结构的复杂性，多数情况下还很难普遍应用（张原庆等，2002；张长厚和吴正文，2002）。

3.3 陆缘型造山带的类型和结构

板块构造学说提出早期，Dewey 和 Bird（1970）将俯冲型（实为陆缘型）造山带划分为有弧后盆地发育的西太平洋型（岛弧型）和无弧后盆地发育的安第斯型两类。近些年 Sengor（1991）将造山带按“科”、“属”、“种”体系划为 20 个类型，并把俯冲造山带划分为：海沟前进的挤压 I 型（安第斯型）、海沟后退的拉张型（马里亚纳型）和中型（莫克兰型，海沟位置不变）。这种分类将弧后分裂有无完全归因于海沟的前进和后退，实际情况可能并不完全如此。

我们对造山带类型的划分完全是为了研究陆内造山带，并对造山带进行构造岩相带划分。从这一角度仍然认为西太平洋型和安第斯型是俯冲造山带的两个基本类型，并根据构造特征将其归并为五类。

日本岛弧型表现为海沟不断后退，岛弧不断增长，不同时代的俯冲杂岩体由内而外平行成带展布；新西兰北岛型主要特点是无海沟情况下的俯冲消减，或因走滑或因斜向俯冲引起，但弧前弧后体系却类似于日本岛弧，只是没有表现出定向迁移；科迪勒那型是一个复合俯冲带，晚期俯冲带叠加在早期碰撞带之上，弧前体系发育，既有发育的俯冲杂岩（弗朗西斯科群），又有弧前盆地（大谷系），但弧后表现为隆起背景下的伸展（盆地-山脉省）和逆冲（落基山带）；安第斯型是低角度俯冲的代表，弧前体系不发育，岛弧地块逼近海沟，弧后不是伸展而主要表现为克拉通地块向岛弧之上的反向逆冲而隆起，可能由于这一体制下的强大挤压力所致；莫克兰型是无扩张脊的残余洋盆俯冲作用的代表，可作为板块对接或软碰撞的一个典型实例。

3.3.1 日本岛弧型

日本岛弧一直作为连续俯冲作用的代表，主要特点是分带性强，一般认为这是在古生代以来多次俯冲情况下发育的。早古生代的俯冲形成三郡-丹波杂岩；早中生代的俯冲形成三波川-秩父杂岩，二者之间被中央构造线（MTL）分开；侏罗纪至白垩纪的俯冲形成三宝山-下四万十杂岩，与早期杂岩间以仫象构造线（BCT）分开；上四万十杂岩则是在早晚古近纪、新近纪俯冲活动中形成的。

四万十群的物质组成、相环境、变质变形等均代表是在俯冲带环境中形成的，它与弗朗西斯科杂岩是研究比较深入的两个代表。四万十带从九州南经四国南、纪伊半岛至关东地区，延伸 1800km（图 11-7）。可分为北带（下四万十群俯冲杂岩）和南带（上四万十群弧前盆地），前者由侏罗系最上部和白垩系组成，后者由下古近系和下中新统组成。两群地层都为变质玄武岩和泥岩相，上覆复理石相，总厚数千米；均强烈变形、逆冲，叠瓦构造发育，多呈同斜褶皱形式，具葡萄石-绿纤石低绿片岩相变质；两带下部的变质玄武岩以含有枕状玄武岩和玻屑碎屑岩为特征，南带中赋存有辉长岩、辉绿岩和蛇纹岩；两带都上覆有陆缘浊积岩和泥岩互层，夹少量酸性凝灰岩，北带中零星发现菊石，南带的一定部位发现双壳类和腹足类，遗迹化石富集；由北带到南带，长石含量减少，石英增加，锆石-金红石-电气石-白云母增加，颗粒变细，分选与磨圆度由差到好，时代变新。

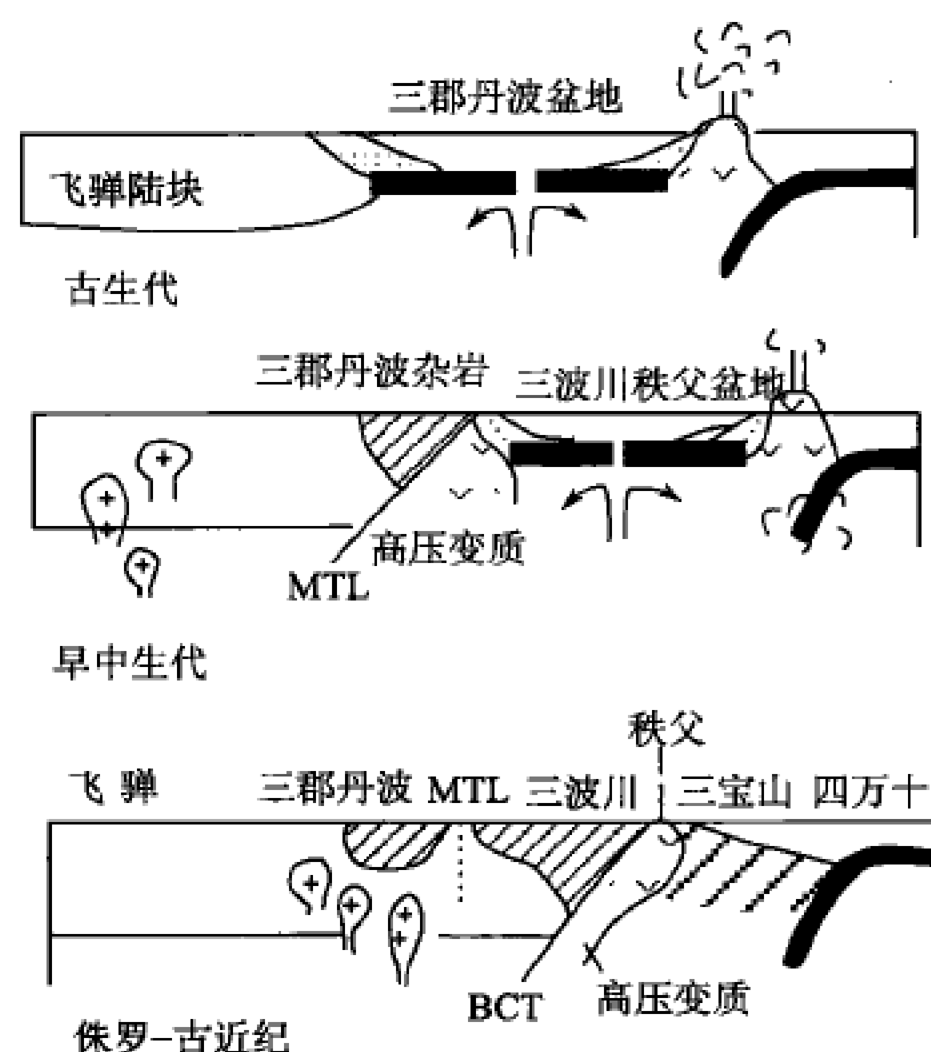


图 3-9 日本岛弧演化示意图

其中下四万十群可分为浅海相、浊积岩相和混杂堆积相三类，浅海相主要为砂泥岩互层，含半咸水软体动物和正常海相化石；浊积岩相主要由不同厚度的砂岩层和黑色页岩互层组成，偶见灰色和红色页岩，常见滑塌堆积，含放射虫化石，偶见菊石化石；混杂堆积相由砂岩、硅质岩和基性火山岩岩块的杂乱混合物组成，基质为普遍受到剪切作用的页岩，岩块大小不一，多为片理化的扁豆体或透镜体，较大的岩块上常见含金属的黑色泥岩和含红色放射虫硅质岩覆于枕状熔岩之上，其中放射虫年龄比基质中的放射虫年龄老，反映岩块是外来的，是时代较老的洋壳或岛弧碎块。以关东山地南部为代表，由北向南，四万十群因距俯冲带远近的不同而遭受不同程度地变形作用，外带因接近俯冲带，是在较低地热梯度下的变形，形成一系列透镜状褶皱；内带靠近火山弧，遭受较高地热梯度下的压扁作用，形成一系列剪切褶皱（图 3-9，图 2-14）。

3.3.2 新西兰北岛型

新西兰北岛岛弧属于汤加弧的一部分，是环澳大利亚板块特提斯俯冲带与环太平洋带的过渡部位，是经晚白垩世、晚中新世多次俯冲消减作用和右旋剪切作用而形成的岛弧造山带，自西而东可分为下列四个构造单元（图 3-10）：

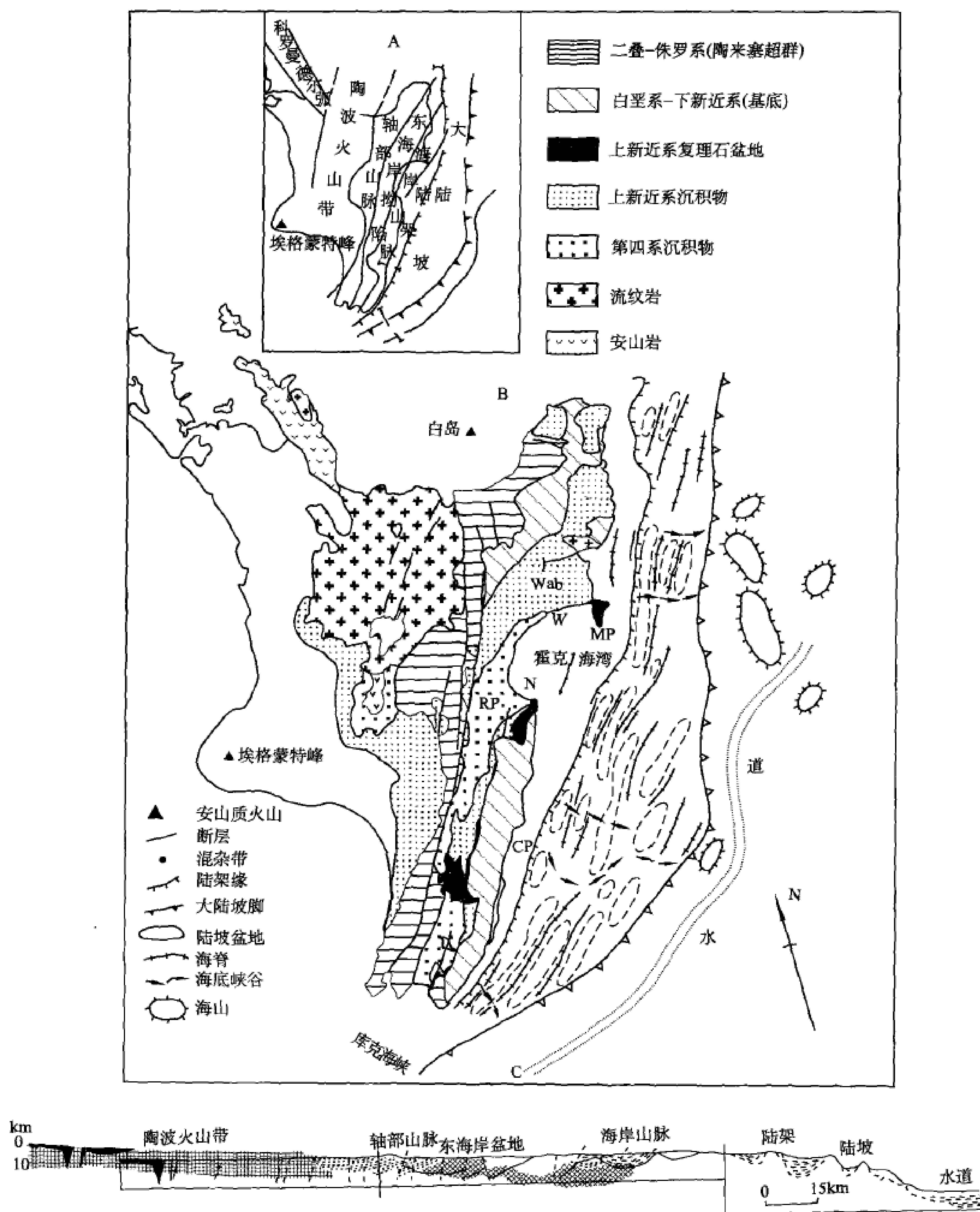


图 3-10 北岛俯冲系统地质图

(Lingen，1982)

CP. Castlepoint；MP. 马希亚半岛；N. 纳波尔；RP. Ruataniwha 平原；W. 怀罗河；Wab. 怀罗阿盆地

（1）陶波火山弧：由钙碱系列的流纹岩、安山岩、英安岩和玄武岩组成，且以流纹质火山岩为主，流纹质火山作用开始于 0.1Ga 以前，而安山质火山作用开始于第四纪晚期，Ewart（1977）认为这些火山岩是从贝尼奥夫带上升的岩浆熔融陆壳岩石的产物。

（2）轴部岛弧地块：由二叠-侏罗系强烈变形的地槽型沉积物组成（陶米塞超群），新近纪晚期以来才隆出水面。

（3）弧前盆地（东海岸拗陷）：基底为陶米塞群，盆地内上白垩统-上新统早期的沉积物不整合于基底之上，上面又被更新世中期-全新世的沉积物不整合覆盖，后者为陆相砂砾岩沉积。

（4）俯冲杂岩带：它组成现在地貌上向东排列的海岸山脉-陆架-陆坡，地貌上是一系列线状排列的脊岭和盆地，脊岭为强烈变形的白垩-古近系地层，或同一时期的混杂堆积；盆地中为新近纪-第四纪半深海泥、浊积和火山碎屑，曾测得流纹质凝灰岩层形成于晚中新世早期。

据新西兰北岛的地球物理资料反映，在岛弧地块之下有一个向西倾斜（约 50°）的贝尼奥夫带，在岛弧下面深达 350km，向西可达 600km。北岛均衡重力负异常带的范围大致与毕乌夫带相吻合。此外，岛上各种构造现象的平行带状排列等都表明这里是一个弧-盆体系。但这里无俯冲海沟，弧前凝灰岩层的时代早于岛弧火山作用，前者为晚中新世早期，后者为更新世。因此，一部分人认为，由于斜向俯冲，最近 10Ma 以来的右旋扭动距离已达 190km，使轴部山脉东侧的弧前体系已向南推移。

Lewis（1982）则认为，因走滑断裂的存在，在新西兰北岛之下，俯冲带在 250km 的范围内倾角仅 12°，在这样一个背景下，当每一个消减的增生楔形成时，受活动的断裂带的拖曳而使其倾角趋向于变陡，从而形成在地貌上无海沟的特殊汇聚边缘（图 3-11）。

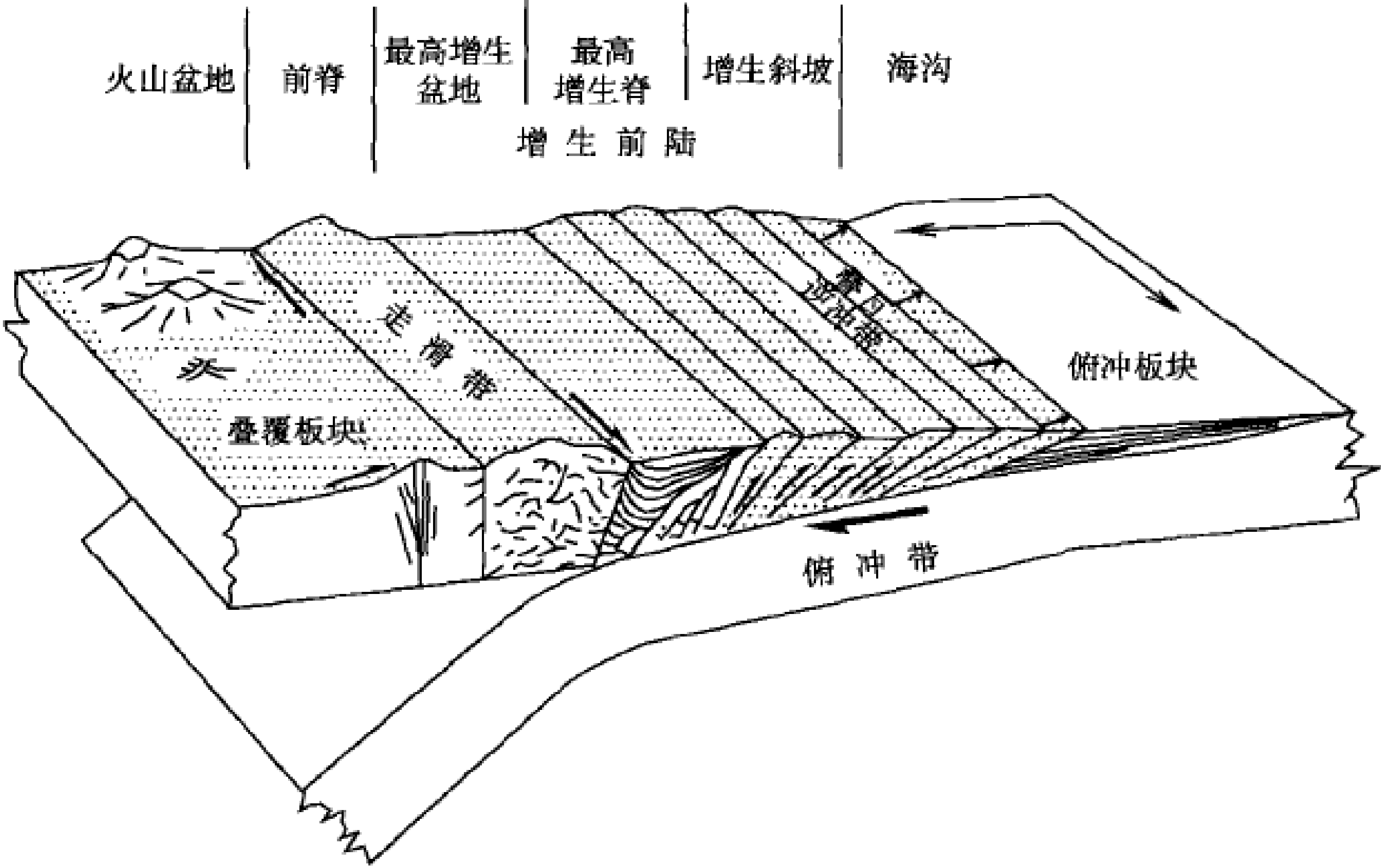


图 3-11　斜向俯冲边缘模式图（点标绘的是上浮板块）
（Karig and Sharman，1975；Walco't，1978）

3.3.3 科迪勒拉型

这是一个复合型造山带，早期是一个洋内岛弧与大陆碰撞带［图 3-12（a）、（b）］，以此为基底，在其西侧又发育了一条新的俯冲-消减体系［图 3-12（c）～（f）］，故晚期的消减杂

岩、弧前盆地（大谷地群）都叠加在早期消减杂岩（海岸山脉蛇绿岩）之上。

北美西海岸由西向东由增生杂岩（弗朗西斯科杂岩）、弧前盆地（大谷地群）和内华达岩浆弧组成（图 3-13）。弗朗西斯科杂岩带出露在加利福尼亚海岸山脉的北段，可划分为三个构造岩相带：西带由剪切变形的砂岩、泥岩和砾岩（破碎岩层）组成；中央带主要由构造混杂岩和碎裂岩组成，大部分蓝片岩、榴辉岩和外来灰岩岩块都产于该带，不少人认为这些外来岩块多产于南半球，少数来自亚洲大陆；东带主要由碎屑沉积岩组成，局部有火山岩和放射虫硅质岩夹层，均遭受不同程度地变质，并且有硬柱石、霰石和蓝闪石等高压变质矿物。三部分地层的放射虫时代基本相同，均为侏罗纪末期至白垩纪早期，变质时代为 110Ma，沉积作用约比蓝闪石变质作用早 30～40Ma。因此，推测在侏罗纪末至白垩纪初，加利福尼亚西海岸有一个有限的活动陆缘盆地［图 3-12（a）］，此后的 30～40Ma 洋盆关闭（K_1，内华达造山期），发生碰撞事件和高压变质［图 3-12（b）］。与这一事件同时，在海岸山脉西侧形成一个新的俯冲带，随后形成的弗朗西斯科杂岩-大谷地弧前盆地-内华达火山弧就奠基在先前的碰撞杂岩带（海岸山脉蛇绿岩）之上。后来的历史主要表现为火山弧不断前进（向东），俯冲带不断向西后退［图 3-12（c）～（f）］。

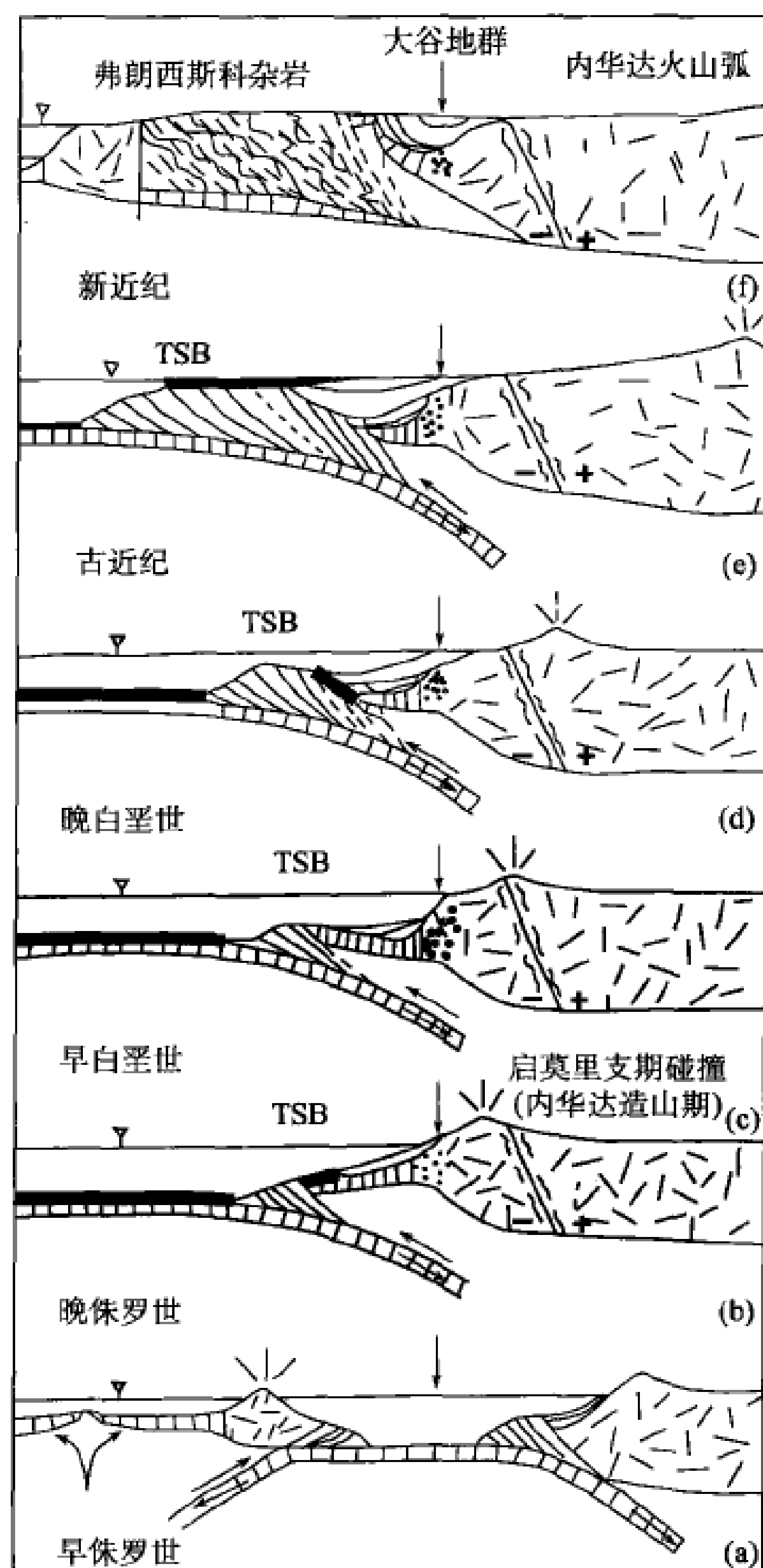


图 3-12　北加利福尼亚从一个向东凸出的洋内弧后海岸山脉蛇绿岩（a）到转换断层型边缘（f）的发展阶段横剖面示意图
（Ingersoll，1982）

垂直箭头表示萨克拉门托谷地的大谷地群露头位置；“▽”用作每个横剖面的固定基准点；点表示上陆坡的间断面；TSB 是海沟-陆坡坡折处；斜线加波浪线表示山麓丘陵缝合带；正号和负号代表圣・安德烈斯断裂带的运动

大谷地盆地主要发育于白垩纪时期［图 3-12（b）、（c）］，是弗朗西斯科杂岩向西生长与内华达岩浆弧向东迁移的结果。其中所充填的大谷地群（Great Valley Group）下部（白垩纪早期）为来源于缝合带和幼年弧的沉积物，故常有蛇绿岩组分；中部（白垩纪中期）通常含有火山碎屑物和深成岩-变质岩碎屑物，反映俯冲杂岩和火山弧已遭受剥蚀，其深度已达下伏深成岩；上部（晚白垩世）以富钾长石的礁屑沉积物为主，这与火山弧的后期演化有关。相环境反映，早白垩世时为深海平原与海底扇环境，白垩纪末已接近海平面，来源于内华达火山弧的沉积物可能越过弧沟间隙加入俯冲杂岩之中，这时的盆地已是一个复合前弧盆地；古近纪、新近纪时期逐渐从陆架、陆坡演变为陆相环境［图 3-12（f）］，晚新近纪局部的海相环境与圣・安德烈斯断裂活动有关（Ingersoll，1982）。

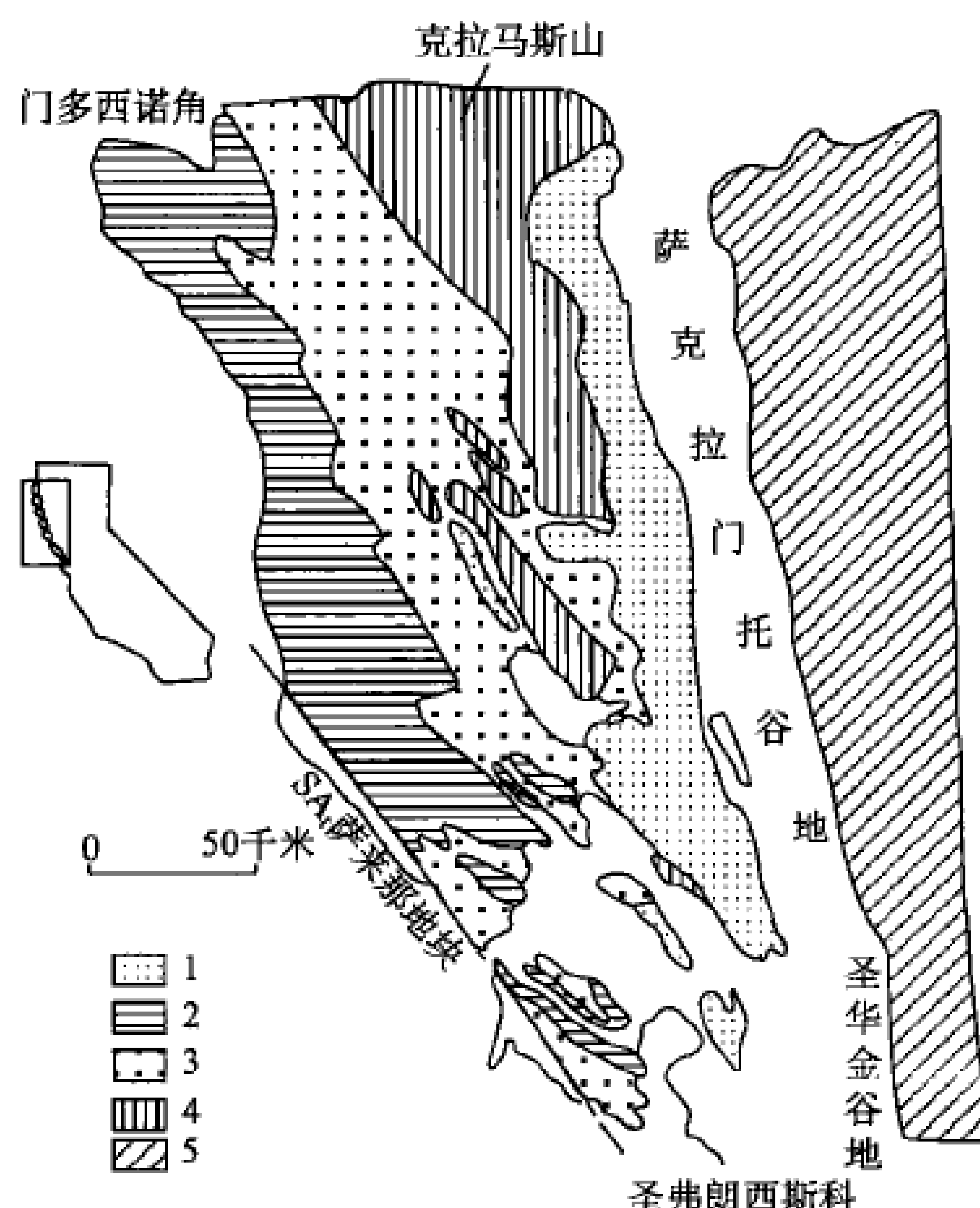


图 3-13 加利福尼亚中、北部晚中生代弧沟系主要组成部分及地理位置示意图

(Gansser，1973；Zngersoll，1982)

1. 大谷地系；2. 海岸带（圣弗朗西斯科）；3. 中混杂堆积带；4. 东部杂砂岩和片岩；5. 克拉马斯-内华达-萨利纳斯火成岩和变质岩

3.3.4 安第斯型

安第斯造山带沿南美板块西部边缘展布，由西向东可分为西、中和东三带（图 3-14)，东安第斯和中安第斯为古生代冒地槽（陆架陆坡沉积)，西安第斯由中生代和新生代火山岩、深成岩及俯冲杂岩组成，其中花岗质岩石的时代从侏罗纪延续到古近纪、新近纪。安第斯俯冲边缘与其他地方明显不同之处在于：在弧前地带存在着一些由变质岩组成的弧形大陆地块，有些地块十分接近海沟，在多处它们是弧前盆地的基底。这些地块都是些构造上不稳定的地质体，因均衡与构造调整，多次隆升和下降，故造成该处前弧地带沉积物的强烈变形及挤压与伸展构造共存。

安第斯地区，海沟上方的地壳厚度较大（近岸处为 30km，西安第斯达 70km)，加之俯冲带极缓，后一原因使俯冲带上方无足够数量的热软流圈物质存在，致使这里无弧后分裂，而出现地块向岛弧之上的逆冲（图 3-14)。有资料表明，这里从中新世中期到现代的倾角仅 10°～15°。在厄瓜多尔，安山质火山弧与海沟间的距离达 250km，且从中生代以来一直向东迁移，而自白垩纪以来的海沟位置却没什么变化（Karig and Sharman，1975)。

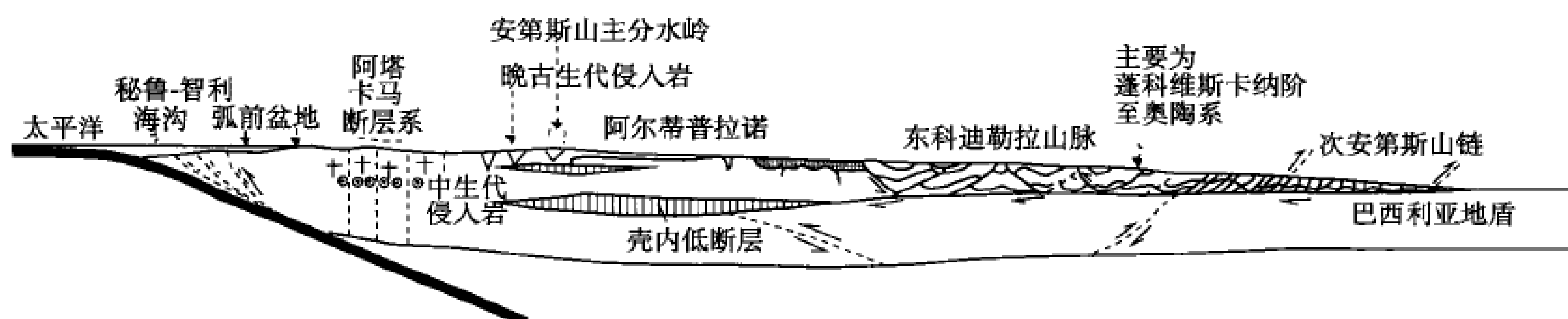


图 3-14 安第斯造山带剖面示意图

(Sengor，1992)

向北到南纬 2°～7°地区（Mobehy et al.，1982)，盆地的基底就完全是一种地垒地堑结构，沉积物围绕古生界、中生界断块分布，主要是上白垩统和新生界滨海相或浊流型的碎屑岩，最大厚度可达 9000m。块断作用开始于晚白垩世，并持续到近代，顶部还发育低角度重力断层；再向北到墨西哥西南沿岸，变质陆块就直接与海沟接触，前者的剥蚀产物可直接堆积到海沟中，因此这里缺乏发育较好的弧前盆地（McMillen，1982)。

安第斯弧前系统的差异主要与先期陆缘性质有关（Kulm et al.，1982)，当大陆块与海沟相距很近时，俯冲杂岩保存较少，弧前盆地的基底部分是俯冲杂岩，部分是大陆地块，安第斯

地区的中段（南纬 9°～12°）和南段（南纬 17°～20.5°）就是这样（图 3-14）。这里盆地发育过程中或以挤压为主，或以拉伸为主。前者如秘鲁南部和智利北部，弧前盆地规模大，有 3000m 厚的半深海沉积充填，且受到中等程度的变形，沉积中心不断向陆块迁移，构成相互叠置的沉积透镜体（Moberly et al.，1982）；后者如秘鲁中部地段，盆地的基底主要是前寒武系和古生界结晶或变质岩块，早期（中新世中晚期）经受过挤压变形，逆断层发育，底砾岩定向，但晚期以拉张为主（利马盆地），被中新世晚期至更新世的浅海沉积充填，沉积速率可达 275～500m/Ma（Kulm et al.，1982），反映是在拉张环境下沉陷的。

3.3.5 莫克兰型

位于伊朗至巴基斯坦南部沿海的莫克兰造山带，由晚白垩世至现代的俯冲增生杂岩组成，构造上为一系列向南逆冲的叠瓦状构造。它与阿拉伯板块之间的阿曼湾，其地壳性质为洋壳，上覆 6～7km 的沉积层。阿拉伯板块正以 50mm/a 的速度俯冲于欧亚板块之下。但在阿曼湾北侧不存在海沟，在俯冲开始的地方仅显示俯冲板块以 1°左右向下倾斜，越向内陆，俯冲板块向下弯曲越陡（McCall，1982）。

始新世-中新世向南变新的增生楔似乎表明：海沟逐渐后退，但更可能的情况是海沟因逆冲作用渐被充填，中新世至上新世浅海磨拉石沉积则标志早期增生楔已因挤压增厚而隆起。现在的阿曼湾实际上是一残留海盆，随着增生楔继续向前推进，最终会导致阿曼地区与欧亚大陆碰撞。这可能就是一个正在发育的板块对接带或软碰撞带，但又不像其他碰撞造山带那样，无大规模的变形作用发生。但 Sengor 等（1991）认为莫克兰为一中性弧，是一个缺乏相当规模拉张或挤压变形，主要发育安山质火山岩的弧，是上覆板块或海沟轴无大的移动的中性岩浆弧造山带。但照这种设想，阿曼湾宽度至晚白垩世以来应无大的改变，那么阿曼湾仰冲蛇绿岩的侵位和无海沟存在的事实就难于理解。

莫克兰带西起霍尔木兹海峡，东至卡拉奇附近，是一条长近 1600km 的在板块汇聚中发育的活动陆缘，由北而南可划分为东西延伸的八个构造区（图 3-15）：①贾兹木里上新世晚期-第四纪拗陷，主要为砾石冲积扇、粉砂层、干盐湖及砂丘沉积。②内莫克兰似裂谷型扩张带，这是一个被蛇绿岩填满的张裂带，形成于早白垩世到古新世早期，蛇绿岩基本未变形，有三种类型：特罗多斯型蛇绿岩；第二种为钙碱性蛇绿岩，除枕状熔岩外，主要为英安质-流纹质火山岩；第三种由碎裂超基性岩、堆积辉长岩和奥长花岗岩组成，向上过渡为辉绿岩墙、枕状熔岩和深海沉积，该带中含蓝片岩混杂岩块及古生代变质岩块。③碳酸盐岩带（Baigon-Dur-Kan 带），由古生代变质岩组成，被早白垩世至古新世早期的大陆架灰岩覆盖，但也有石炭纪、二叠纪和侏罗纪大陆架灰岩块，整体上为一陡峭的叠瓦构造。④杂色混杂堆积带，这是一个由构造岩、蛇绿岩和断块组成的混杂带，蛇绿岩组分中亦含少量安山岩、流纹岩、流纹质熔结凝灰岩、粗面岩等，外来岩块主要是变质岩和浅水灰岩，形成于晚白垩世末的马斯特里克特期至古新世。⑤～⑥为始新世-渐新世复理石和渐新世-中新世复理石，主要为远源沉积，构造变动强烈，常形成滑塌沉积和夹有外来岩块的混杂体。⑦～⑧为中新世与中新世-上新世浅海带，下部为浅水灰岩和蒸发岩，上部主要是砾岩、细粒含石膏泥岩，前者为一开阔向斜山链，后者因处于 Zendan 断裂以西，褶皱强烈。再向南为近海带，是 6～7km 的近海沉积，基底为年龄 70～120Ma 的洋壳，构造上为一系列被横向断裂切割的脊和盆，这是俯冲作用仍在进行的证据，更南面为阿曼湾。

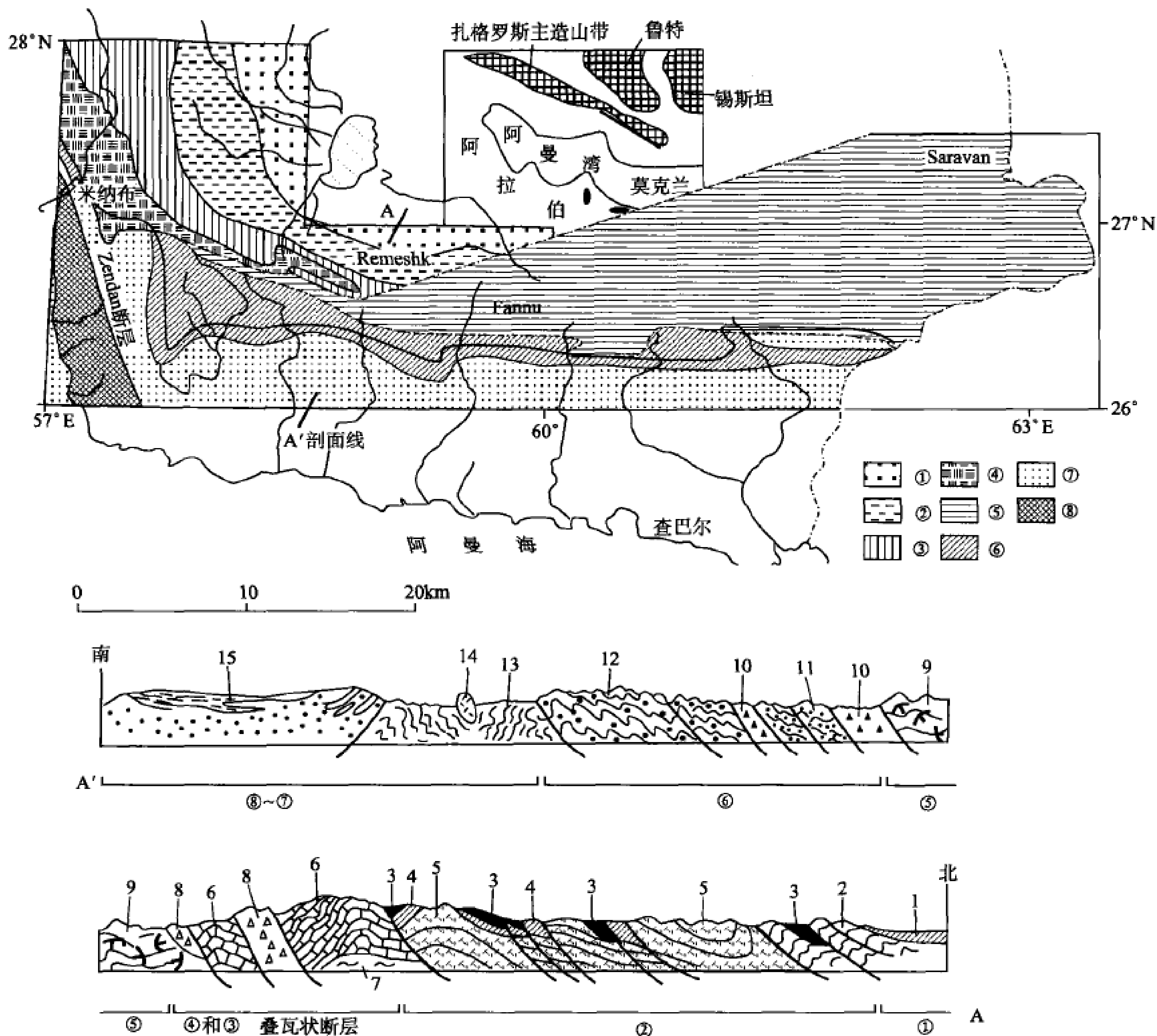


图 3-15 伊朗莫克兰地质略图

(McCall et al.，1982)

构造分区（图例）：①贾兹木里拗陷；②似裂谷型扩张带（内莫克兰边缘盆地）；③ 碳酸盐岩弧前带（Baigon-Dur-Kan带）；④杂色混杂堆积带；⑤始新世-渐新世复理石带；⑥渐新世-中新世复理石带；⑦中新世浅海磨拉石带；⑧中新世-上新世浅海磨拉石带（莫克兰层）。岩相带划分：1. 贾兹木里拗陷的表层砾岩冲积扇和沙丘地带；2. 主要为绿片岩和蓝片岩与白垩纪深海灰岩、放射虫岩；3. 枕状熔岩和深海沉积物；4. 辉绿岩墙，部分为席状；5. 碎裂和褶皱的碎裂岩深成岩：底部为层状堆积岩（超基性岩、橄长岩、辉长岩），上部为非堆积岩（辉长岩、奥长花岗岩）；6. Dur-Kan杂岩：白垩纪大陆架以碳酸盐岩为主，但也包括二叠纪和侏罗纪的大陆架碳酸盐岩；7. 古生代变质的 Bajan 杂岩，与上覆 6 为构造接触；8. 杂色混杂堆积；9. 始新世早-晚期远源复理石，少量深海沉积和普遍存在外来岩块发生位移的大陆架灰岩；10. 构造侵位和固态侵入的混杂堆积，80%为复理石，20%为外来岩块；11. 中新世早-中期近源复理石及深水相沉积；12. 渐新世晚期-中新世早期主要的远源复理石；13. 中新世早-中期浅海沉积物，主要为富含石膏的泥岩；14. 外来的方辉橄榄岩捕虏体；15. 中新世中-晚期浅海沉积物，北部为砾岩和砂岩；南部为砂岩、粉砂岩和泥岩，横向相变为含一些蒸发岩的三角洲相和海湾相

伊朗的一些学者认为，伊朗、阿富汗、阿拉伯和印度是三叠纪期间由冈瓦纳大陆解体出来的，中侏罗世时存在一个南特提斯洋，并有俯冲作用发生，从而形成这一时代的安山岩与深海沉积［图 3-16（a）、（b）］；早白垩世或稍晚，洋内发育一个北东倾向的俯冲带，洋壳仰冲引起克尔曼沙赫、尼里兹与阿曼湾蛇绿岩在康潘期的侵位［图 3-16（c）、（d）］，内莫克兰带就相当于该时期的扩张岛弧，同时有小规模的俯冲形成蓝片岩；始新世末阿富汗锡斯坦与中伊朗-伊朗两个微板块碰撞形成一个统一的大陆，同时沿扎格罗斯南缘洋壳向北俯冲，形成长达1000km 的始新世安山岩带［图 3-16（e）］；从渐新世起，俯冲带逐渐南移，形成一系列向南时代变新的复理石带［图 3-16（f）］。

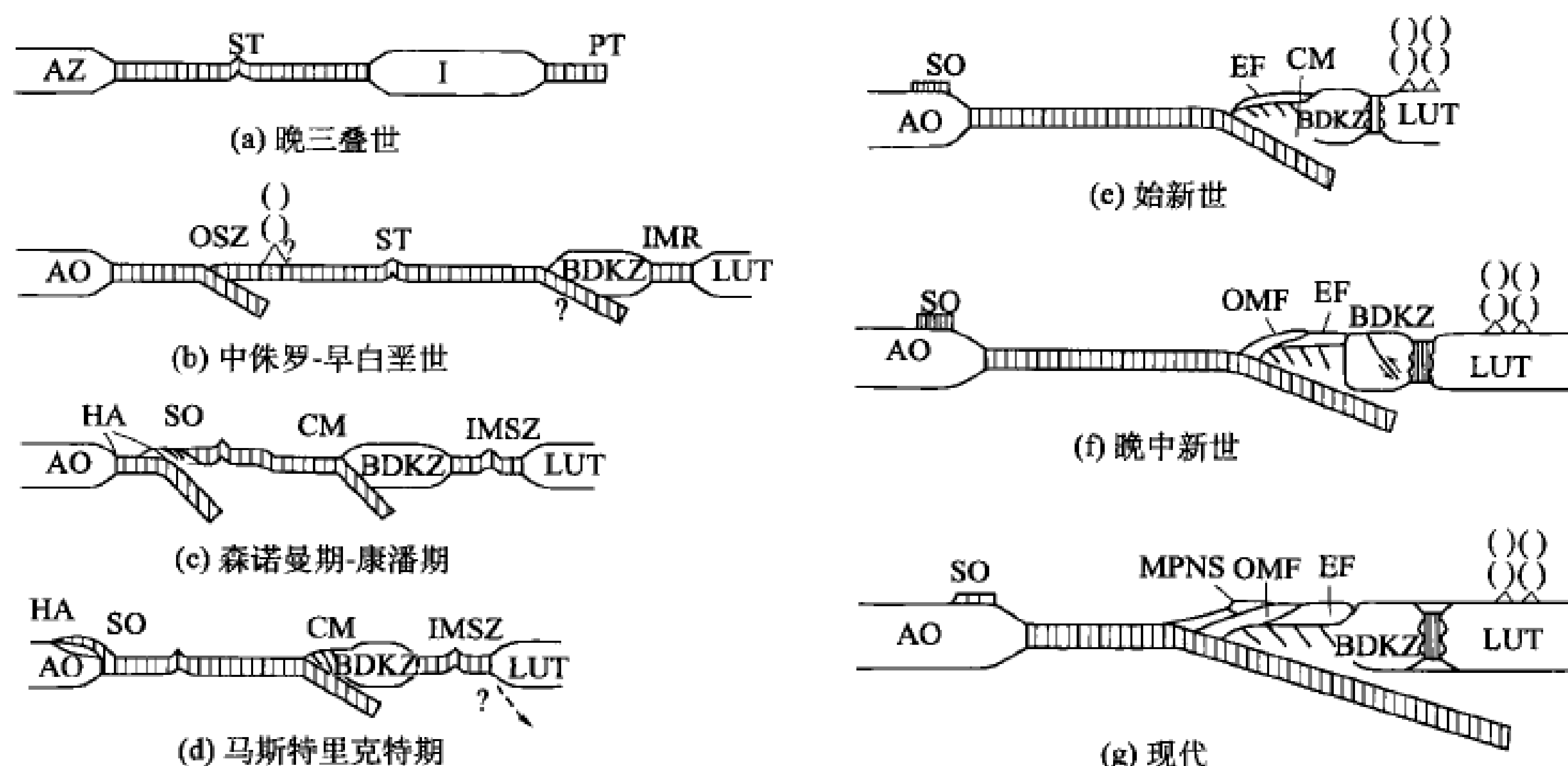


图 3-16　波斯湾构造演化概略剖面图

（McCall et al.，1982）

AZ. 阿拉伯（扎格罗斯）；ST. 南特提斯；I. 伊朗；PT. 古生代特提斯；AO. 阿拉伯（阿曼）；OSZ. 阿曼俯冲；BDKZ. Bajgan-Dur-Kan 带；IMR. 内莫克兰裂谷；LUT. 鲁特地块；HA. 哈瓦锡纳蛇绿岩；SO. 塞梅尔蛇绿岩；CM. 杂色混杂堆积；IMSZ. 内莫克兰扩张带；EF. 始新世复理石带；OMF. 渐新世-中新世复理石；MPNS. 中新世-上新世浅海磨拉石沉积

3.4　陆间型造山带的类型和结构

3.4.1　概述

1. 结构特征

陆间型造山带一般由高原、逆冲带、前陆挠褶带和后陆变形带四部分组成，其中逆冲带和前陆挠褶带普遍见于这类造山带中，而高原和宽广的前陆与后陆变形则只出现在造山带的某一特定部位。

高原：主要指我国的青藏高原，地壳厚达 70km，其次为土耳其-伊朗低高原，一般高出海平面 2km，而阿尔卑斯造山带中则没有高原隆起。青藏高原的形成，Argand（1924）早年就提出是印度板块向亚洲大陆俯冲的结果，至今仍有不少人支持这一观点。Mhuar 和 Tapponnier（1975～1981）提出用水平平面应变的滑移线解释，认为这是由于印度半岛刚性体挤入而产生的，但仅有水平平面应变不能解释青藏地壳的增厚。另一种观点认为是垂直拉伸引起地壳的

缩短与加厚（Dewey and Burke，1973；England and McKerlzie，1982）。钟大赉和丁林（1996）指出，45Ma 以来大约有三次速率较大的抬升，但 8Ma（晚上新世）以前，高原海拔整体小于 1000m，3Ma 以来的抬升速率最大。早期的抬升起因于板块俯冲、岩石圈叠置增厚和垂向隆起，3Ma 以来的快速抬升是因为俯冲带中大陆岩石圈板片与大洋岩石圈板片的断离（Break-off），导致软流圈物质上涌而引起的。

逆冲带：大陆边缘地区是由于陆内俯冲作用形成的复杂变形区。内部推覆构造往往为有下地壳岩石出露的厚皮构造，向前陆方向去变为年轻的薄皮推覆构造。图 3-17 是 Dewey 和 Mattauer（1982）所主张的陆内俯冲的几个发展阶段。两大陆之间在洋壳俯冲之前首先是仰冲（a），使部分洋壳碎片（蛇绿岩）得以保留；然后是大陆碰撞（b）；接着是通过大陆岩石圈的逆冲而继续俯冲（c），几百千米的大陆岩石圈仅有一小部分被拖入地幔，大部分漂浮着，通过逆冲带不断向前延伸（d）～（f）而使地壳增厚。

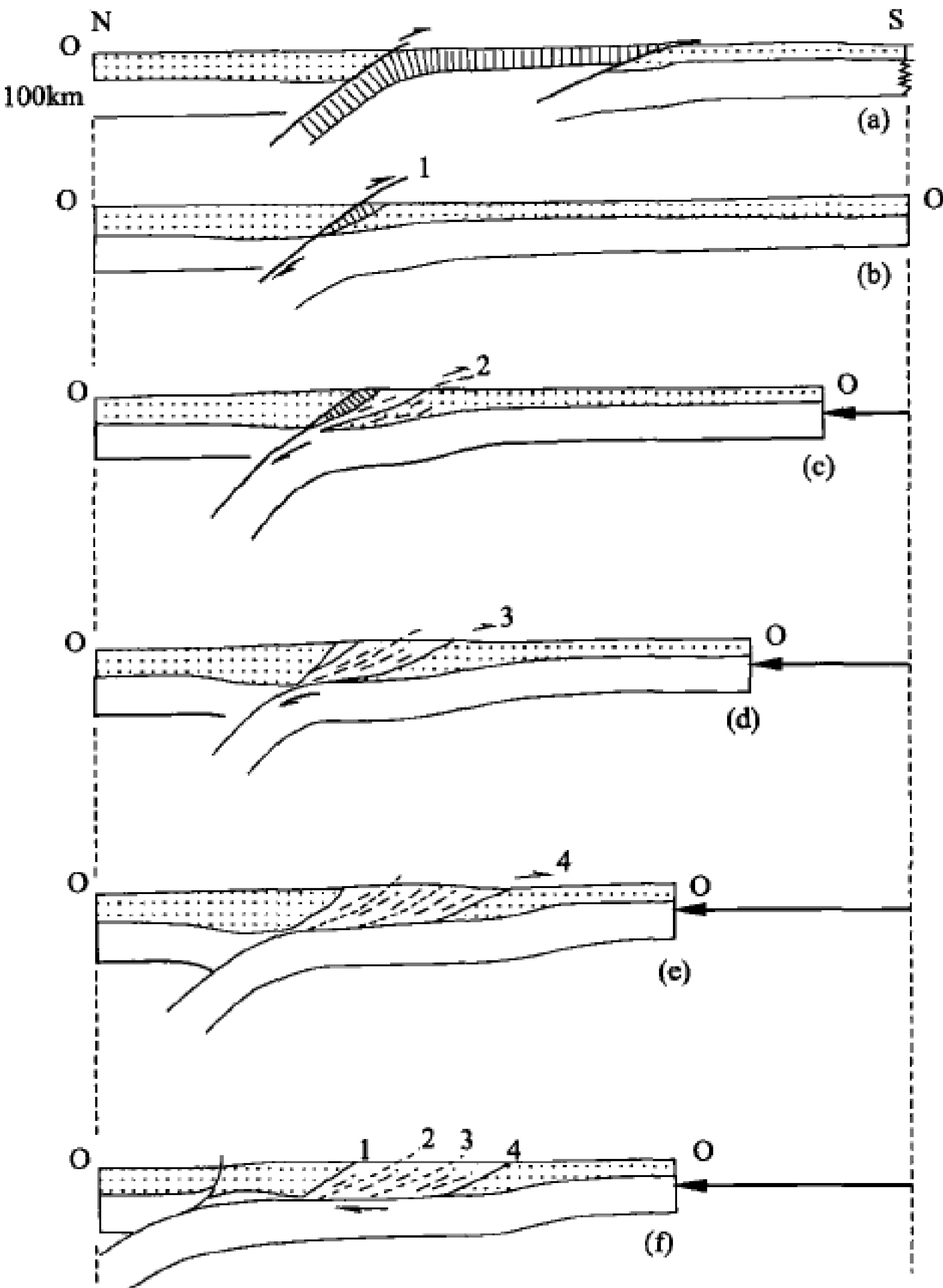


图 3-17　在陆内俯冲时地壳逐步叠加与壳-幔滑脱的几个阶段

（Dewey and Mattauer，1982）

（a）～（f）岩石圈俯冲带向北移动的情况；点区代表大陆壳；竖线代表大洋岩石圈；
空白区代表大陆岩石圈；虚线为片理；1～4 为连续的几个主要逆冲带

前陆挠褶带：这是由于逆冲片的垂直载荷所引起的岩石圈向下弯曲，如印度河-恒河平原与瑞士平原。至于前陆与后陆变形的影响范围取决于岩石圈的热年龄及各向异性，例如，亚洲

后陆变形范围很宽而不在前陆发生变形，可能是由于西藏板块地热梯度高且是复杂的不均匀集合体所致，印度具有古老的太古宙稳定基底也是原因之一；阿尔卑斯地区前陆的西北欧地区变形带很宽，显然与俯冲板片为海西褶皱基底有关。同时这也与大西洋、印度洋洋脊的推动力有联系。

2. 基本类型

前已述及，俯冲造山作用取决于先期板块边缘的发育状况，可形成沟-弧-盆发育程度不等的各类造山带。当两个大陆板块碰撞时，其运动形式也仍然取决于先期板块边缘的发育状况，至少可归并为四类：上驮型、挤出型、底辟型与穹隆型。上驮型是强烈推覆导致南北两个板块边缘的重叠，挤出型是指俯冲受阻而导致的俯冲板块前缘的反向重叠；底辟式和穹隆式表现为有无山根及逆冲构造样式的不同。同时，类型不同也是洋盆性质的反映，喜马拉雅（挤出型）是宽阔大洋闭合的产物，是一对活动陆缘的碰撞，岩浆及变质作用都比较强烈；阿尔卑斯（上驮型）是发育短暂的陆间洋盆的闭合，是两个不成熟的被动陆缘的碰撞，主要为强烈逆冲推覆的机械变形作用；秦祁造山带、天山均是一个被动陆缘与另一个成熟的活动陆缘的碰撞，这两种作用均因推动力有限，使消减主要以拆沉陷落的形式进行，从而引起地幔强烈地热挠动。热地幔物质上涌，当到达地壳底部时，或呈大面积隆起的穹隆（秦祁地带），或以底辟形式上升（天山），其效应在山根的发育程度、岩浆变质作用、构造样式等方面均有不同的表现。

3. 特殊类型

（1）在板块凹进或凸出的地方，于大洋闭合蛇绿岩缝合线形成之后，在应力的持续作用下，基底大规模地多次逆冲，形成所谓的“超碰撞带”（奥布安等，1980），如意大利-迪纳拉造山带（中地中海）和喜马拉雅造山带。这些地带因大陆岩石圈发生了广泛的水平剪切作用，推覆构造极为发育，这就是一般所称的典型造山作用发育地区。

（2）斜向碰撞或走向滑动，这取决于局部应力场状况。西地中海造山带（比利牛斯）；新月形环阿拉伯造山带、死海走向滑动带都与安纳托利亚地块的向东挤出有关；印度地块西侧的苏莱曼和东侧阿拉干走向滑动带，显然与地块向北快速前进有关。

（3）仅局部发生板块碰撞的“次碰撞”作用或“点”碰撞作用，指东地中海的爱琴海地区和加勒比海地区，由于环这些海域的自身消亡作用时至今日才终结，碰撞只在局部地段发生。

3.4.2 特提斯型（阿尔卑斯-喜马拉雅型）

1. 基本特征

Houseman 等（1981）和 Mueller（1989）指出，当地壳因挤压缩短而增厚时，其下伏的地幔岩石圈亦会相应缩短增厚，并向下挤入低密度软流圈之中，在一定环境下，挤入的地幔岩因其“冷而重”会沉入“热而轻”的下伏软流圈之中，形成岩石圈“锚（anchor），或坠（drop）、囊（blob）”，最终这些“锚”会与岩石圈拆离（detachment），这将增大地壳的浮力（因为它失去了重的支撑物），同时被加热而导致地壳上升。他们同时指出，地壳增厚时间较长（需 30～50Ma），而岩石圈锚的形成和拆离相当迅速（约 10Ma）。这一机制可以较好地解释碰撞造山带的隆起、高原的形成及变质作用与岩浆作用。

喜马拉雅与青藏高原在上新世至更新世的强烈隆升，阿尔卑斯在中新世以后的强烈伸展，

可能都起因于上述拆离作用。蓝片岩沿缝合带的挤出，及青藏高原南部南北向的拉张，都与这种地壳隆升作用有关，从而形成在挤压背景下的两种“不相容”构造。多数蓝片岩体顶部发育正断裂，底部为逆冲断裂，都可以用这种底辟式挤出构造来解释（Sengor，1991）。

变质作用与岩浆作用主要与碰撞期地壳增厚有关。例如，高喜马拉雅始新世至中新世的花岗岩带，葡萄牙至喀尔巴阡近 3000km 的花岗岩带。这些花岗岩多侵位于混合岩化的变质岩区，多含有沉积岩包体；硅含量超过 70%，以白云母（有或没有黑云母）及电气石普遍存在为特征；富 Rb、Ta，HREE、Y、Zr 和 Hf 亏损，$\varepsilon_{Nd(t)}=(-8)\sim(-12)$。这些特征说明它们来源于硅铝质地壳的深熔作用，大体上相当于 S 型花岗岩，是由于地壳增厚并挤入热地幔中引起的。

晚碰撞期的岩浆活动可能主要与拆离而引起的地壳伸展作用有关，可以阿尔卑斯渐新世钙碱性侵入岩为代表，岩石组合从辉长岩至花岗岩，以黑云母角闪云英闪长岩和花岗闪长岩为代表，常含有中性、基性或超基性深成岩包体。喜马拉雅地区，主要为高钾钙碱性安山岩和流纹岩，同时伴生有碱性火山岩，时代主要为第四纪。

至于晚白垩世-始新世冈底斯花岗岩带，Harris 等（1986）把它解释为前碰撞期花岗岩，以闪长岩-云英闪长岩-花岗闪长岩为主，亲石元素（LiL）有选择性地富集，$\varepsilon_{Sr}=(+20)\sim(-20)$，具岛弧钙碱性岩浆岩特征，被认为是由于俯冲组合改造了幔源岩浆所致。这在阿尔卑斯和西欧海西造山带中少见，认为是洋壳有限消减的证明。

Sengor 认为这与洋盆大小有关，阿尔卑斯与小洋盆（小于 1000km）的关闭有联系，喜马拉雅则与大洋盆（大于 1000km）的关闭有关。实际上洋盆大小的不同主要表现为前碰撞阶段陆缘性质的不同。喜马拉雅带的俯冲增生杂岩体发育；有巨大的碰撞前仰冲蛇绿岩体；岩浆弧发育和存在大量的晚碰撞期岩浆作用，这都代表它有充分发育的大陆边缘，是大洋盆地的标志。碰撞开始，增生杂岩体常向后逆覆于自己后障边缘之上，碰撞作用的继续推进，喜马拉雅地区因俯冲作用受阻，使增生杂岩体加厚上隆，引起俯冲带旋转到近于垂直的位置，有些地方甚至翻转，前缘地带则产生背向（相对俯冲方向）逆冲作用，加剧了整个带的加厚和向下挤入，从而导致后来的地幔岩石圈拆离下沉和上部的强烈隆升。

1）喜马拉雅地区

雅鲁藏布江一带二叠纪浅水灰岩沉积代表印度板块北部古生代被动陆缘，新特提斯洋南支的消减活动开始于三叠纪，三叠纪浊积岩遍布于印度地盾的北缘，并有安山岩与玄武岩火山活动；发育有科希斯坦-拉达克弧（拉达克弧上见玄武质火山岩与中侏罗世放射虫硅质岩呈互层）和冈底斯深成岩带（110Ma 到始新世）。因为在定日附近始新统灰岩整合于中生界之上，面向南的逆冲作用（反向逆冲）和有劈理发育的褶皱变形主要在始新世晚期，故一般认为碰撞作用持续到始新世中晚期（图 3-18）。

2）阿尔卑斯地区

因碰撞作用发生于一对不成熟的被动陆缘间，从而造成两个陆缘的强烈叠覆，增生杂岩及地壳的增厚挤入作用都不如喜马拉雅强烈，而叠覆式推覆作用的向前推进，导致前缘逆冲作用和后缘伸展变形均十分强烈。

阿尔卑斯造山运动主要在晚白垩-晚始新世（Laubscher，1988），形成了一个围绕亚德里亚板块向西北方向逆冲的连续弧。之后，海沟总体消失，从渐新世到早中新世，伸展或弧后扩张影响到大部分阿尔卑斯域，晚阿尔卑斯花岗岩基（中新世）沿苏布里克断裂带侵入，造就了

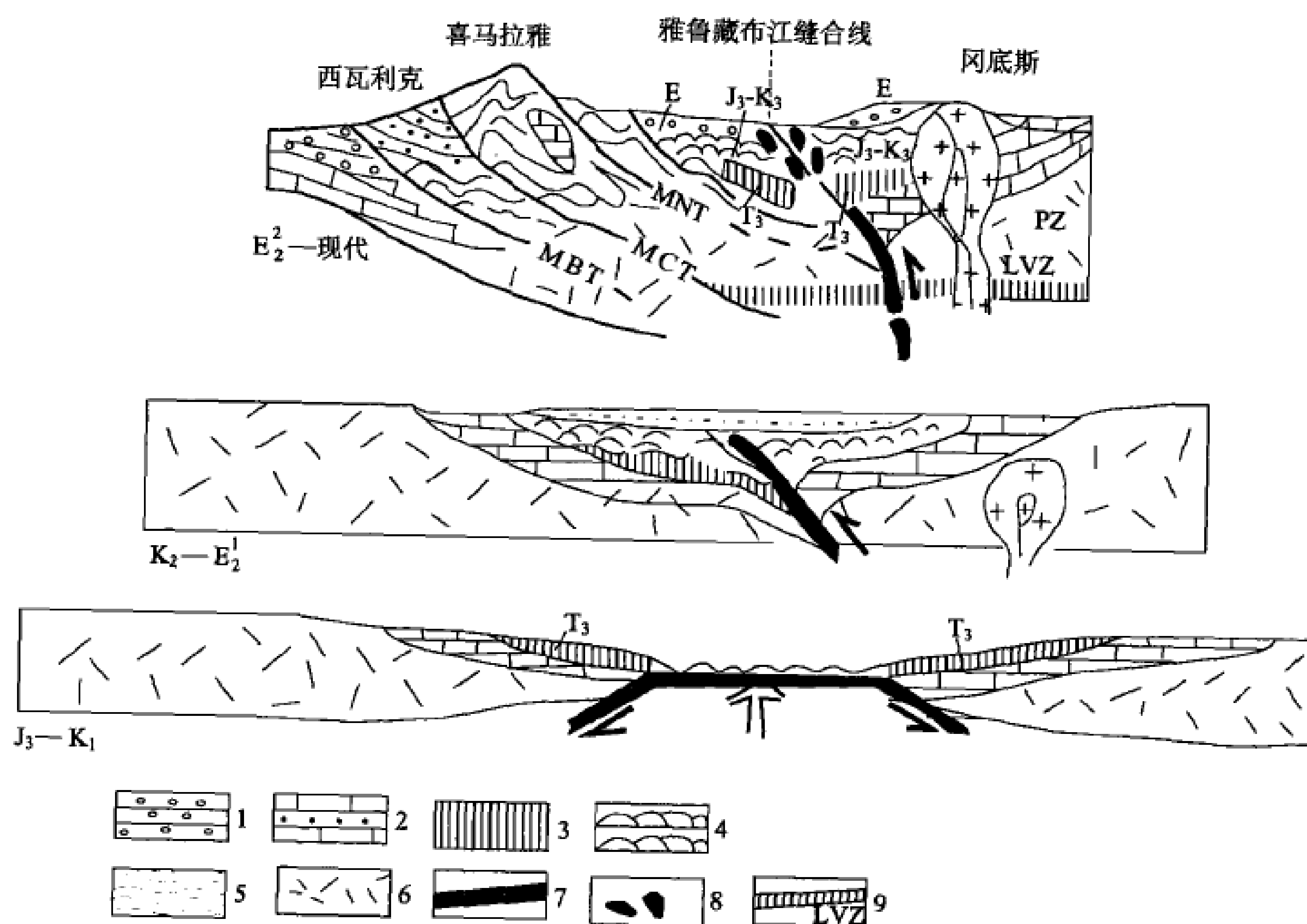


图 3-18 喜马拉雅造山带形成过程示意图

MNT：主北界断层；MCT：主中央断层；MBT：主南界断层。1. 陆相磨拉石；2. 台地相碳酸盐岩；3. 深水复理石；4. 深海枕状熔岩；5. 变质基底；6. 陆壳；7. 洋壳；8. 蛇绿岩块；9. LVZ 壳内低速层

阿尔卑斯的最终形态。

以西阿尔卑斯为例，从南而北可分为下、中和上三部分，即奥地利带、彭尼内带和海尔微带（图 3-19）。

A. 奥地利带

奥地利带位于苏布里克线以南，其南部基底由高温变质的片麻岩、大理岩和基性岩组成；北部基底为部分变质的闪长岩-榴云岩。盖层为古生界石墨片岩、角砾岩及以碳酸盐岩为主的中生代岩石，顶部出现下中侏罗统急流型角砾岩。

一般认为苏布里克线是南、北阿尔卑斯的碰撞缝合线，它是一条巨厚糜棱岩带，也是一条轮廓清晰的后阿尔卑斯断裂带，巨大的推覆体和蛇绿岩都出现在该线以北的彭尼内带中，显示推覆方向由南而北。

B. 彭尼内带

这是一条由大量推覆体组成的复杂构造带，由下而上为：

(1) 皮埃蒙特亚带。其东段广泛分布变质的侏罗系和白垩系蛇绿岩，以及少量变沉积岩，层序为二辉橄榄岩-辉长橄榄岩，其中夹放射虫岩和海底玄武岩岩屑，顶部为锰结核、远洋灰岩和放射虫泥质岩。该带向东延伸在瑞士境内以晚白垩世高压低温兰片岩与榴辉岩共生为特征。基底为受中生代强烈改造并被华力西花岗岩贯入的正、副片麻岩，上部为晚石炭世-二叠纪地层。盖层岩石为三叠系砾岩、早侏罗世大理岩、侏罗-白垩系闪光片岩（巨厚的含闪光云母的砂质、钙质片岩）、放射虫岩和远洋灰岩。

(2) 布里昂松和亚布里昂松亚带。布里昂松位于构造带中央，最大特点是有不少结晶基底

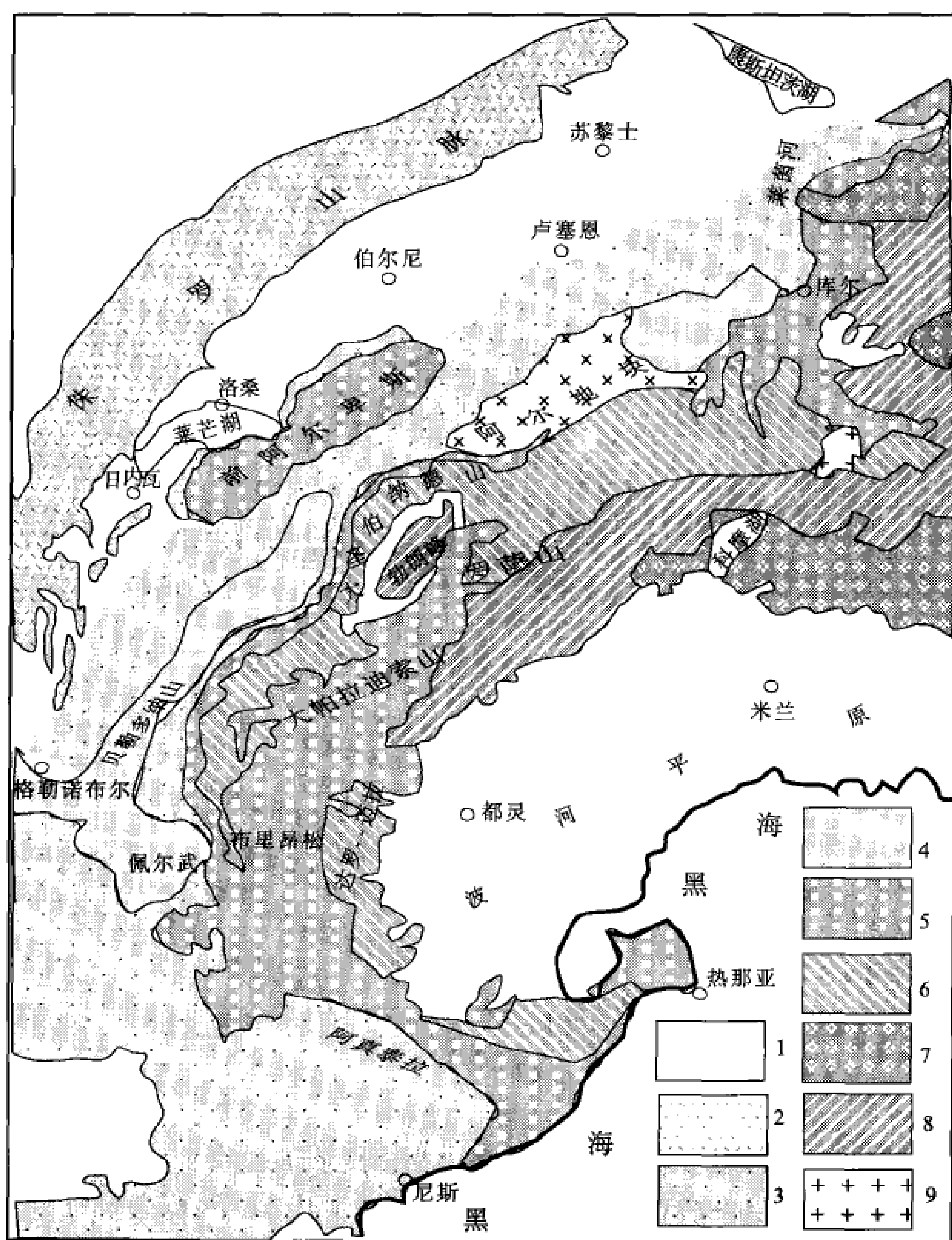


图 3-19　西阿尔卑斯山地质略图（Ager，1980）

1. 渐新统到第四系；2. 侏罗系；海尔微带和外海尔微带：3. 盖层；4. 基底；彭尼内带：5. 盖层；6. 基底；奥地利带：7. 盖层；8. 基底；9. 晚期花岗岩

出露，上覆晚石炭世至二叠纪的厚层陆相沉积，前者含可采煤层，后者主要为粗碎屑沉积。顶部地层为深水相中三叠统厚层白云岩、上侏罗统薄层泥灰岩、薄的上白垩统和始新统砂质复理石。向外为亚布里昂松带，此带中生代地层发育很完整，有结晶基底和古生界出露，带内叠瓦构造发育，并在地表出现反向（由北而南）逆冲构造。

（3）海尔微带。由结晶基底和一套原地或准原地的中生界和古近、新近系盖层组成。基底主要为一些大的地块（如图中阿尔地块），这些地块的性质基本类似，都具有云母和角闪片麻岩，时代可能从前寒武纪到石炭纪，上覆厚层轻度变质的上石炭统-二叠系。其内带盖层为厚层三叠系石英岩、白云岩和蒸发岩，最大特点是晚始新世复理石沉积覆盖在不同时代的下伏地层之上。外带盖层的主要特征是中生界厚度巨大，保存完整，有大量灰岩发育，缺乏火山活

动，曾被看作冒地槽带。其中三叠系很薄，侏罗系-下白垩统厚度巨大，主要为薄层状页岩和灰岩，在接近下白垩统顶部出现浅水礁灰岩沉积，上白垩统为分布广泛的浅水海绿石沉积，中新统为磨拉石，可厚达 4500m。此后即处于上升和剥蚀阶段。

上述资料反映，该区中晚三叠世开始扩张，普遍出现大陆裂谷性质的火山喷发。早侏罗世时期，因岩石圈进一步张裂和伸展，引起北部大陆边缘（彭尼内/海尔微）和南部大陆边缘（奥地利阿尔卑斯地区）的大规模沉降。中侏罗世时，在彭尼内南侧已出现洋壳；至晚侏罗世时（部分地区延续到早白垩世）洋盆达到最大规模（据 Sengor 等 1984 年推算不超过 400km）。板块汇聚主要发生在早白垩世，引起奥地利阿尔卑斯的高温低压变质和彭尼内推覆体的蓝片岩变质作用，推测至白垩纪中晚期，彭尼内的一部分向下俯冲已达 20km 以上。大陆碰撞发生在晚白垩世，是两个强烈减薄的大陆边缘的碰撞，大陆壳的厚度约为 15km，其浮力类似于大洋壳，Sengor 称其为硅铝大洋，故两个薄陆壳碰撞时欧洲前陆没有感受到这次碰撞的影响。始新世中期面朝南的叠瓦状变形形成了彭尼内混杂岩，使蓝片岩和最年轻（中始新世）的复理石层形成叠瓦构造。在始新世中期（鲁帝特期）至渐新世早期（30Ma）（彭尼内带北部延至渐新世晚期），彭尼内带发生最后一期透入性变形，形成面朝北的平卧褶皱，即典型的彭尼内基底推覆体和闪光片岩（强烈变形的半远洋沉积岩）地块的滑脱推覆体，并于始新世晚期发生与俯冲作用有关的玄武岩（Taveyannaz）和安山岩的喷发，渐新世早期有英云闪长岩（Bergell）和花岗岩体的侵入。

在彭尼内轴面片理形成之后，出现因苏布里克构造线（insubric line），最初表现为一条韧性断裂，后随着两侧单斜的差异运动而表现为一条脆性断裂带，并有约 100km 的右行滑动。始新世后至中新世期间，巨厚的俯冲杂岩阻碍了俯冲的继续进行，从而在其南面形成反冲断层带，在北面出现了新的俯冲带，使欧洲陆缘受到剪切而形成海尔推覆体，整个过程从渐新世晚期持续到中新世中期，紧接着海尔微地区上隆并在其前缘形成磨拉石前渊。上新世期间地壳继续缩短，导致逆冲带继续北移，使欧洲南缘的三叠系蒸发岩和磨拉石盆地亦遭受变形；使中阿尔卑斯地壳达 50km 以上，并在 35～45km 的深度上出现一个厚 5～10km 的低速层，从而使上下地壳拆离，形成阿尔卑斯“三明治”结构（阿非利加陆缘岩石/大洋岩石/欧洲陆缘岩石，图 3-20）。

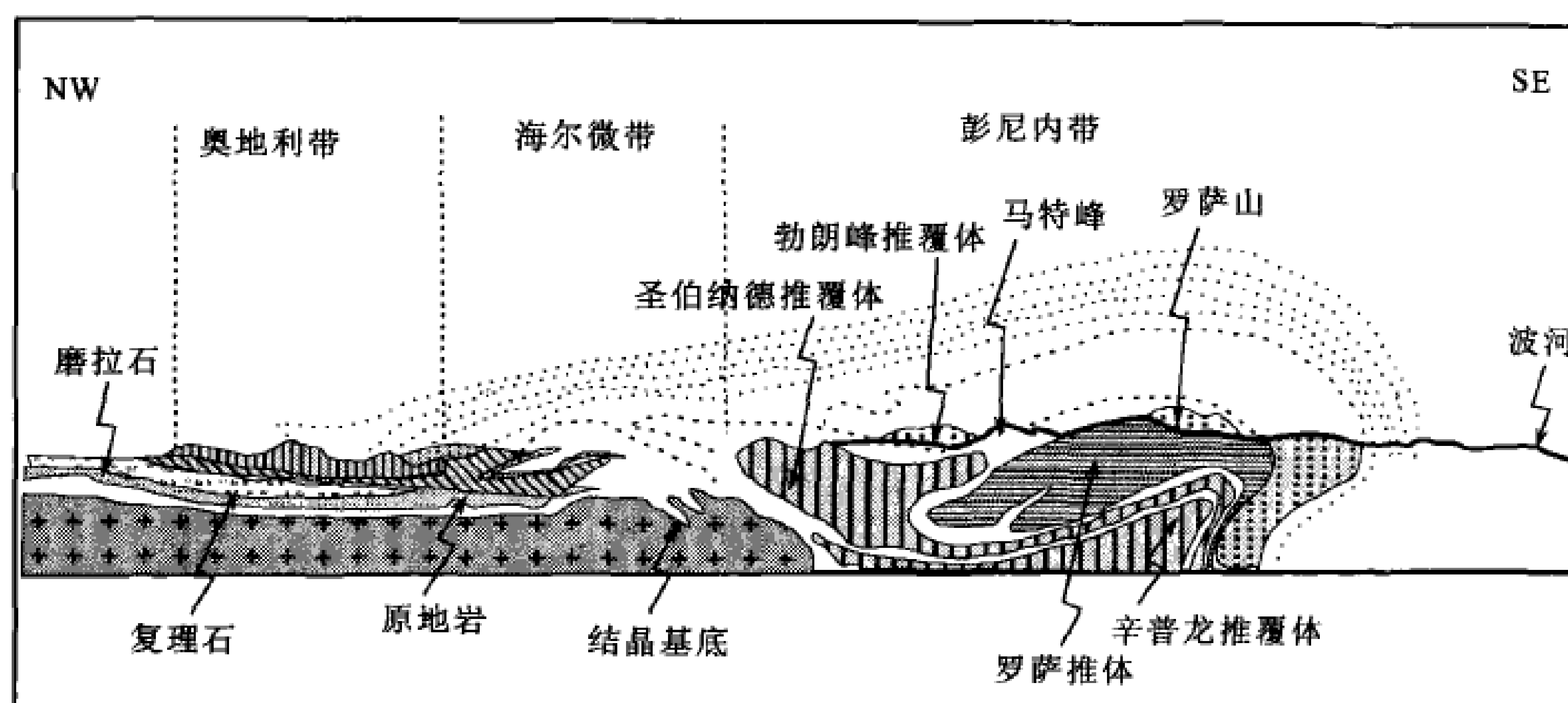


图 3-20　西阿尔卑斯构造带示意剖面图（Ager，1980）

3）阿尔卑斯东段的环亚得里亚地区

古地磁及古地理证据表明，环亚得里亚地区在三叠纪时是非洲大陆的一个岬角，从北突尼斯（萨格里布）经西西里、亚平宁、南阿尔卑斯、迪拉纳、海伦到托罗斯，石炭-二叠纪时是一被动陆缘环境；三叠纪时发育为大陆裂谷；侏罗纪时在其北面出现大洋裂谷，因受到后者的叠加改造，环亚得里亚陆缘主要表现为被深海盆地切割的碳酸盐岩台地，这种古地理特征在环亚得里亚地区至今仍可辨认出来。环亚得里亚山链强烈地扭曲是晚白垩世以来朝北西方向的推覆变形所致，环亚得里亚东缘发育的双蛇绿岩带可能是大洋弯入了它的内带。环亚得里亚的变形作用在不同地段起始时间不同，这与大西洋海底扩张以来非洲相对于欧洲的运动有关。蛇绿岩表明了一个晚侏罗世扩张期，这与中大西洋的最初张开一致；一次重要的构造幕发生在中白垩世，这与晚白垩世初非洲板块开始向北运动有关；从早始新世至今，非洲板块一直朝北运动，引起环亚得里亚带强烈地朝北弯曲及后缘扩张，形成卡拉布里亚弧、喀尔巴阡弧、海伦弧及第勒尼安、波河、潘诺尼亚及海伦拉张盆地。总的来讲，早期的变形是俯冲-碰撞作用的结果，后期造山带的强烈弯曲变形是陆内俯冲作用的结果，后者在环亚得里亚东面开始于侏罗纪最晚期，继续延续到新近纪；而其西面直到晚白垩世或古近纪才发生变形。

3.4.3 秦-祁型

穹隆型碰撞造山带，指被地幔穹隆支撑而没有明显山根的造山带而言，可以中国北秦岭-北祁连造山带为代表。在重磁异常图上，北秦岭为小于 100mGal 的负布格异常带、强正磁异常带（大于+200nT），地壳厚度为 32～33km，在 QB-1 地震剖面上，中地壳厚且为一低速层（平均厚 12～13km，V_P 为 5.71～6.05km/s）（图 3-21；周国藩等，1990；邓清录等，1990；袁学诚等，1995）。其地壳厚度与相邻华北地块相当，比南邻的中秦岭地壳厚度稍薄（后者为 33～34km），显然不存在山根，其低重高磁特征一般认为与中地壳低速层有关。

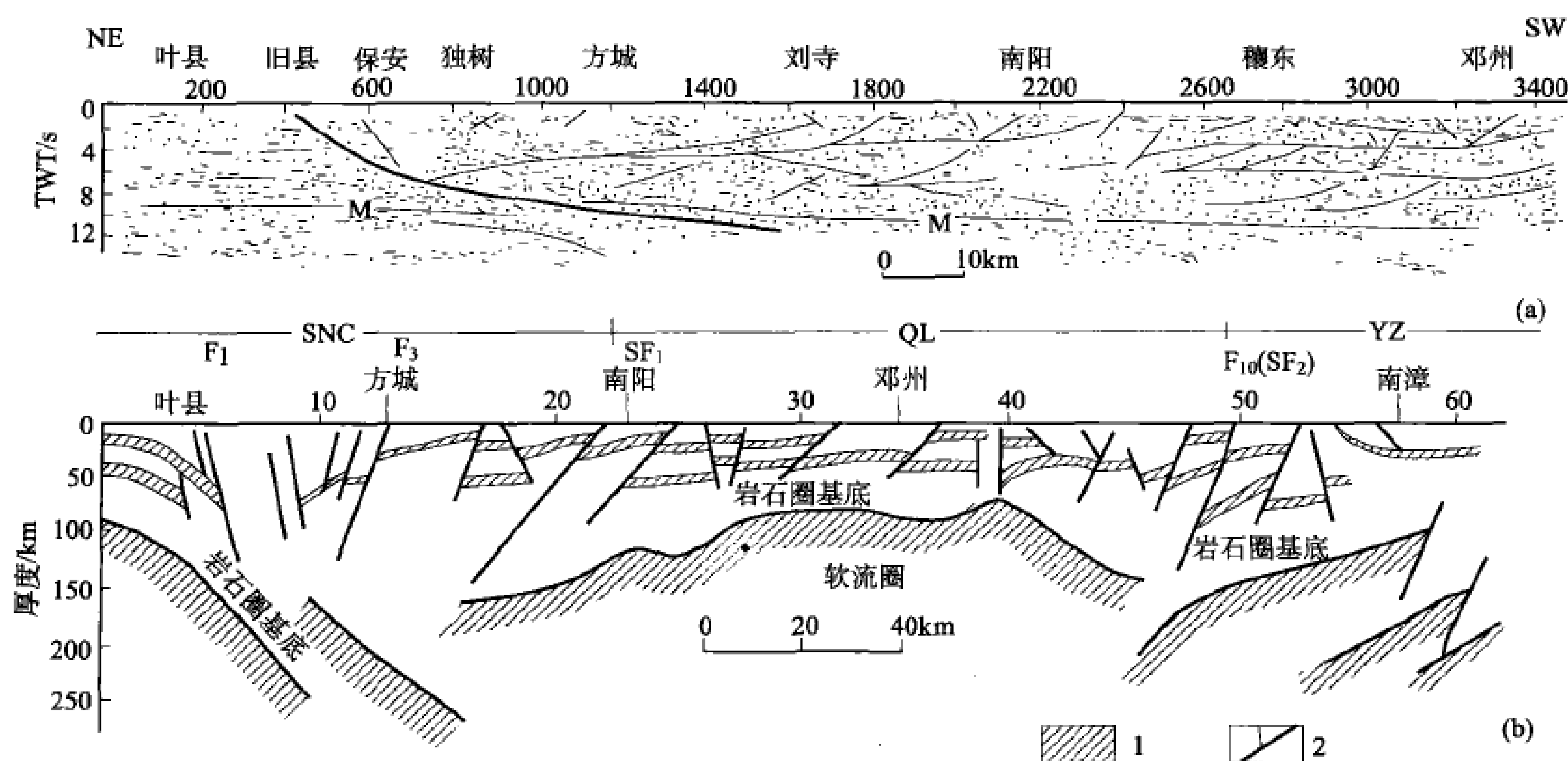


图 3-21 叶县-邓州反射地震和叶县-南漳大地电磁深测剖面图

（张国伟等，1996）

（a）秦岭叶县-邓州反射地震剖面图（据袁学诚修改）：地表数字为反射地震剖面桩号；

（b）秦岭叶县-南漳大地电磁深测剖面图（李立）：1. 低阻层；2. 推断断层

过去多用双向或单向俯冲来解释北秦岭造山带的形成，长距离的俯冲必然导致北秦岭因地壳重叠而加厚，这显然与实际情况不符。北秦岭南界的商丹断裂多认为是最重要的俯冲带位置，但许多资料显示其向下延伸并不明显（邓清录等，1990）。但北秦岭的确是一个中元古代至早古生代的岛弧系，宽坪群蛇绿岩及二郎坪群与丹凤群蛇绿岩的存在，说明其早期曾经过强烈的俯冲作用。当板块碰撞时，被动陆缘面对的是一个老年期的岛弧带，二者岩石圈密度差异不大，强烈地B型俯冲作用难以发生。碰撞推挤的结果是：软流圈上隆，使北秦岭呈穹隆式隆起，形成向上双向逆冲的正科伯构造样式（图 3-21）。

图 3-22 是对北秦岭构造演化的简要说明，中元古界宽坪蛇绿岩和松树沟高压麻粒岩（刘良，1998）的存在表明这里有中元古代俯冲消减作用发生，并一致朝北消减［图 3-22（a）］；早古生代时期实际上是残余洋盆的消减，是在无扩张脊的情况下发生的［图 3-22（b）］；在晚古生代的后造山作用期间，产生大量海西期碰撞型花岗岩，碰撞带上局部有磨拉石盆地（二叠纪）和残余上叠盆地（D-C）形成［图 3-22（c）］；自中新生代以来，因中地壳低速层的形成及其向上拱起，引起基底固结硬化程度高的中秦岭地壳向北插入，导致强烈陆内俯冲及大量晚造山期重熔型花岗岩侵位，晚三叠世与侏罗-白垩纪张性盆地就是叠加在这一背景下的晚造山期伸展型盆地［图 3-22（d）；见 8.2.3 节］。

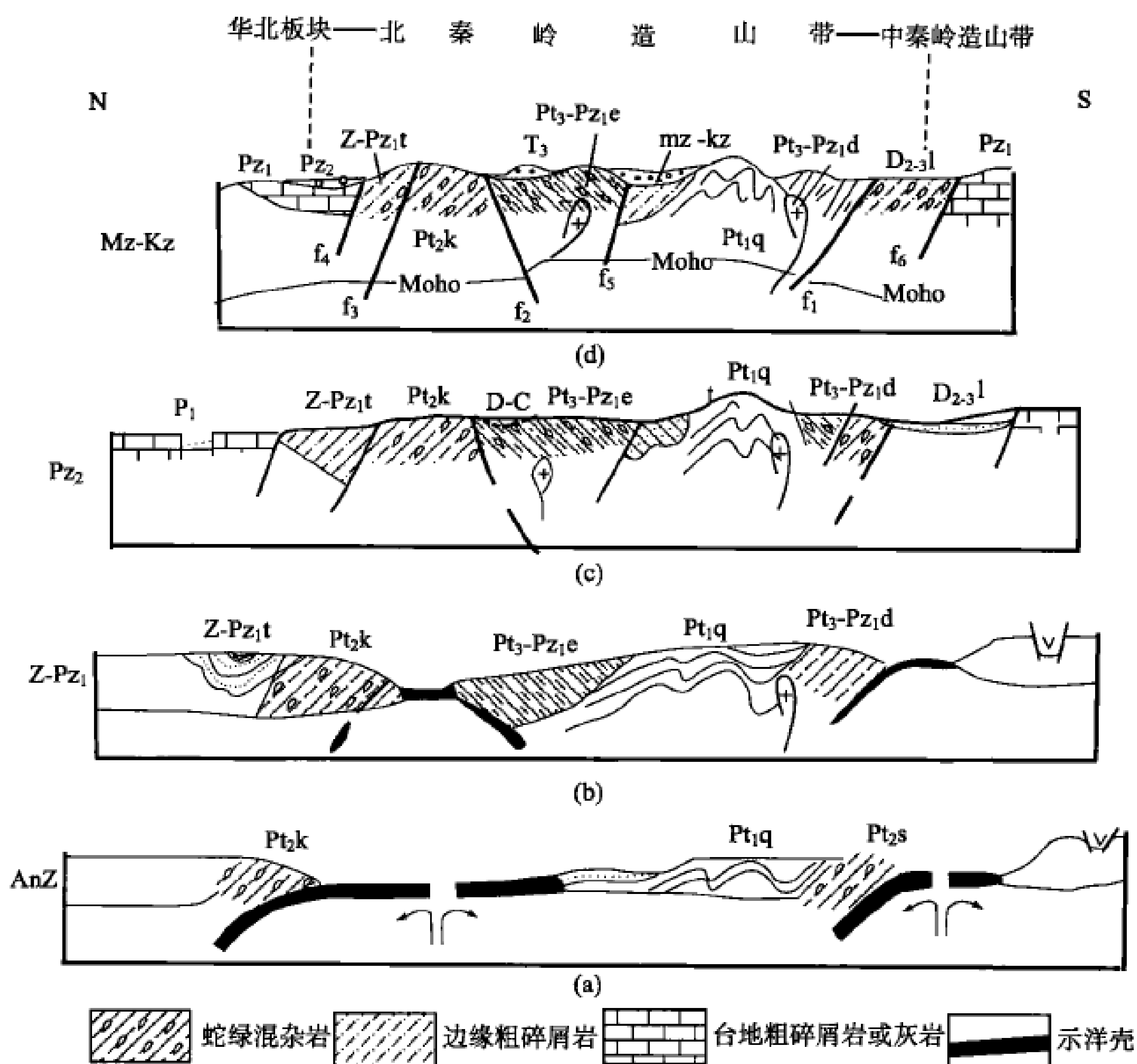


图 3-22　北秦岭造山带构造演化示意剖面图

主要断裂：f_1. 商丹；f_2. 汤河-明港（瓦穴子）；f_3. 洛南-栾川；f_4. 石门-卢氏；f_5. 朱阳关；f_6. 柞水-山阳。主要岩群：Pt_1q. 秦岭群（q）；Pt_2k. 宽坪群（K）；Pt_2s. 松树沟杂岩（S）；Z-Pz_1e. 二郎坪群（e）；Z-Pz_1d. 丹凤群；Z-Pz_1t. 陶湾群（t）；$D_{2\text{-}3}$；刘岭群（$D_{2\text{-}3}l$）

3.4.4 天山型

图 3-23 为天山中段地震转换波测深剖面（邵学忠等，1995），结果显示，中天山地壳厚 50～56km，地形与 Moho 面基本上呈镜像关系，反映有山根存在；图中 M_1-M_3 为地幔中反射界面，与 Moho 面形状相似，但随深度增大，起伏幅度逐渐减小；剖面上的深断裂绝大多数只延伸到 20～30km 深的中、上地壳内。中天山北缘断裂（F_2）向南陡倾（75°左右），延伸只达 30 多千米的中地壳、断距达 3～4km。中天山南缘裂断（F_3）已观察到切穿整个地壳，分上下两段，上段在中上地壳，北倾约 70°，断距达 2～3km；下段切过中、下地壳，倾向近直立，断距达 3～5km。中天山表层波速比南、北天山略高；上地壳和中地壳波速由北向南增大，下地壳波速横向变化不大；Moho 面波速亦由北向南增大。

中天山地壳结构特征是：大面积负重力异常；下地壳上部及中地壳内普遍存在一些低速薄层或透镜体；在中天山两侧的过渡带，这些低速薄层不明显，但却存在一些高速薄层或透镜体；软流圈位于约 80km 处，厚 5～11km（东天山大地电磁侧深成果，袁学诚等，1991）；中天山西段的吉尔吉斯境内，存在高热流异常，达 84～100mW/m²，600℃的等温线较浅，为 15～20km，Moho 面温度较高，达 1100℃。

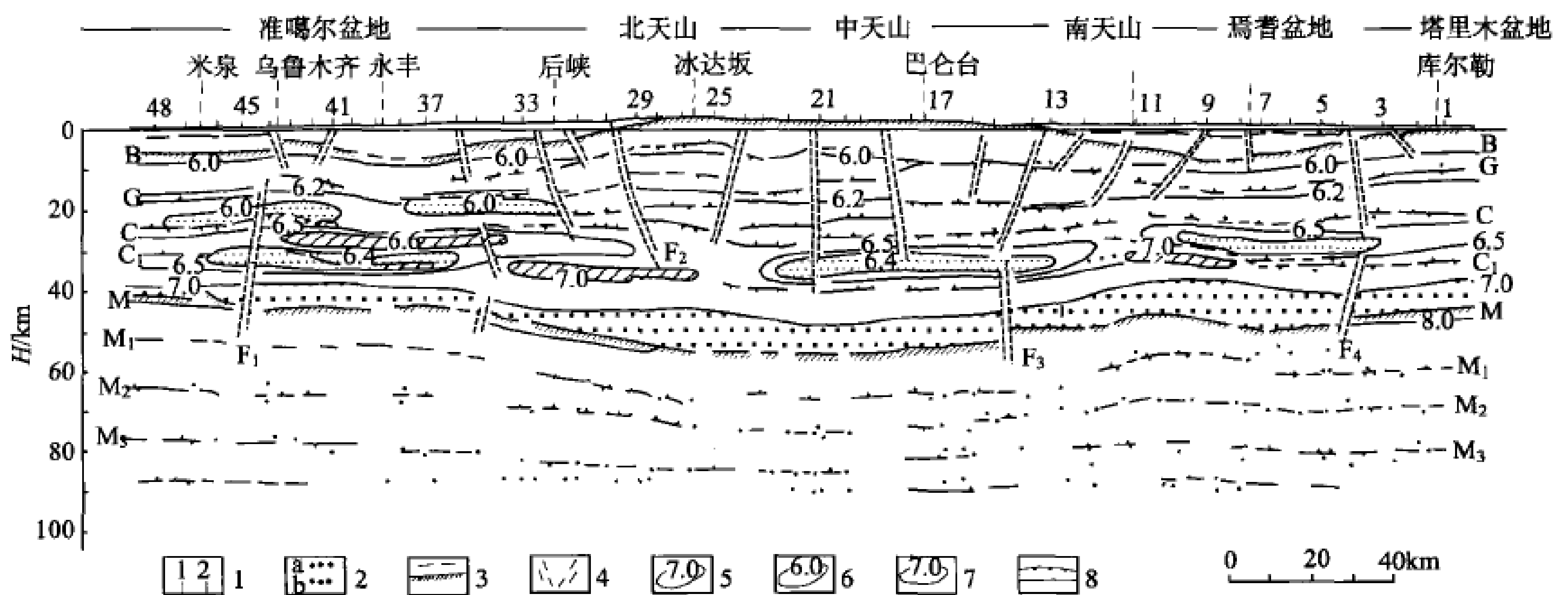


图 3-23 乌鲁木齐-库尔勒测线深部构造剖面和 P 波速度分布图

（邵学忠，1996）

1. 测点、测点号；2. 转换点：a 正相转换点，b 负相转换点；3. 转换界面；4. 推测深部断裂；5. V_p 等速度线（单位为 km/s）；6. 低速透镜体；7. 高速透镜体；8. $V_p \geqslant 7.0$km/s

表层构造表现为，中天山为前志留纪岛弧隆起［图 3-24（a）］；北天山为 D_2-C_2 强火山型裂谷活动带；南天山是一个 S_3-C_2 被动陆缘带，主造山期在晚志留世（长阿吾子蓝片岩年龄），南天山南缘可推迟到早石炭世到早二叠世［图 3-24（b）］。中天山是一个基底中深变质杂岩广泛出露、岩石普遍变质、海西期中酸性深成岩浆活动和火山活动强烈的隆起带；构造样式多变，中段冰达坂-独库公路，呈现为负科伯构造样式（反扇形，由轴部向两侧倾斜）；片理、轴面、逆断层面与糜棱面理组成一个构造穹隆，而且影响到北天山和南天山［图 3-24（c）］；西段（独库公路以西）、东段（乌-托克逊-库米什沿线），构造样式则为正科伯构造。

根据上述特征，推测造山作用可能为底辟式造山，即洋盆的最终关闭导致岩浆沿通道上涌，当进入中下地壳后，引起地壳受热膨胀而呈底辟式上升，下部则挤入地幔形成山根（图

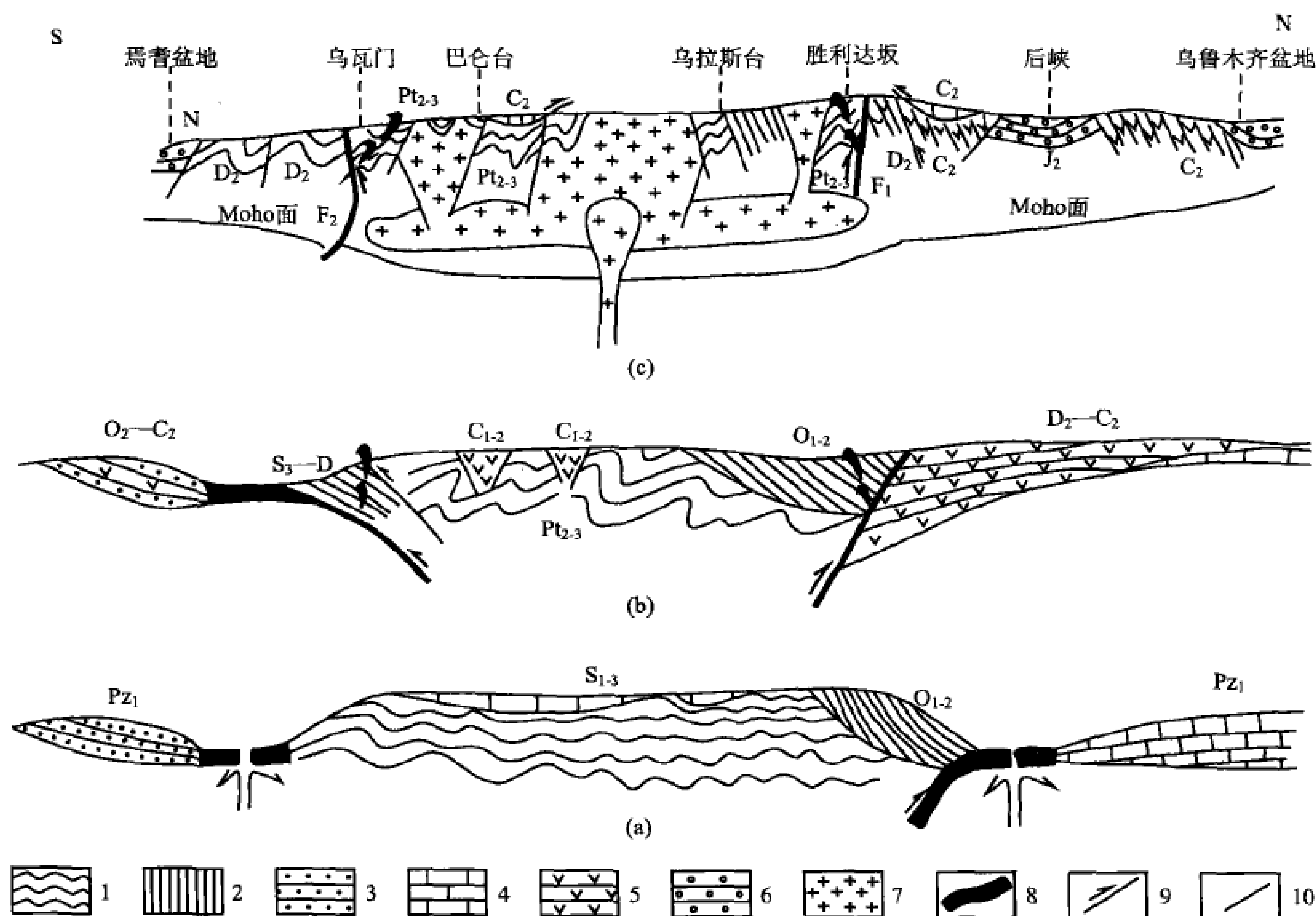


图 3-24 天山构造演化示意剖面图

F_1. 中天山北缘断裂；F_2. 中天山南缘断裂；1. 前寒武基底；2. 消减杂岩；3. 陆缘沉积；4. 台地相盖层；5. 裂谷沉积；6. 中新生代盆地；7. 花岗质岩石；8. 洋壳；9. 俯冲带；10. 断裂

3-24）。地幔底辟隆起较高部位（中段）形成两侧外倾的负科伯构造；地幔底辟位置较低部位，上部地壳相对逆冲，形成正科伯构造（西、东段）样式；热底辟强烈地垂向伸展使早期的俯冲带均旋转到近直立产出，其下延段均因后期上涌岩浆活动而消失。这种造山作用的主要动力是岩浆沿狭窄通道上升到中下地壳使其受热膨胀，而秦祁型穹隆式造山是由于热的软流圈隆起所致，故前者有山根，后者无山根。

3.4.5 阿尔泰型（突厥型）

图 3-25 表明，西伯利亚板块南缘存在着在不同构造体制下形成的大量地质体，有洋中脊、有转换断层及活动或被动陆缘，有内硅镁质或内硅铝质岛弧，有与消减作用或裂谷有关的火山活动带。按照传统的板块构造观点，Gordienko（2001）认为，在早前寒武纪（Ar-Pt_1）西伯利亚大陆连同其他较大的早前寒武纪陆块都是 Pangea 大陆的一部分，中元古代初它们分裂成一系列陆块或地块（微大陆：Kana，Gargan，Muya，Aldan-Stanovoy 等）。沿着西伯利亚板块边缘呈现为红海型窄洋盆，既具有洋壳，也具有宽的火山活动带和碰撞型花岗岩活动带，在中元古代因消减作用的进一步发展，随着地体增生和罗迪尼亚超大陆的形成洋盆迅速闭合。大陆的再次分裂出现在元古代末，这是由于新洋盆的出现而引起的，后者就是 Yapetus-古亚洲洋及其东延的蒙古-鄂霍次克海，新元古代-文德-早寒武世蛇绿岩及岛弧火山杂岩就是上述洋盆闭合的产物。

但 Sengor（1992）认为，阿尔卑斯型和喜马拉雅型造山都是位于两个先存大陆块之间的

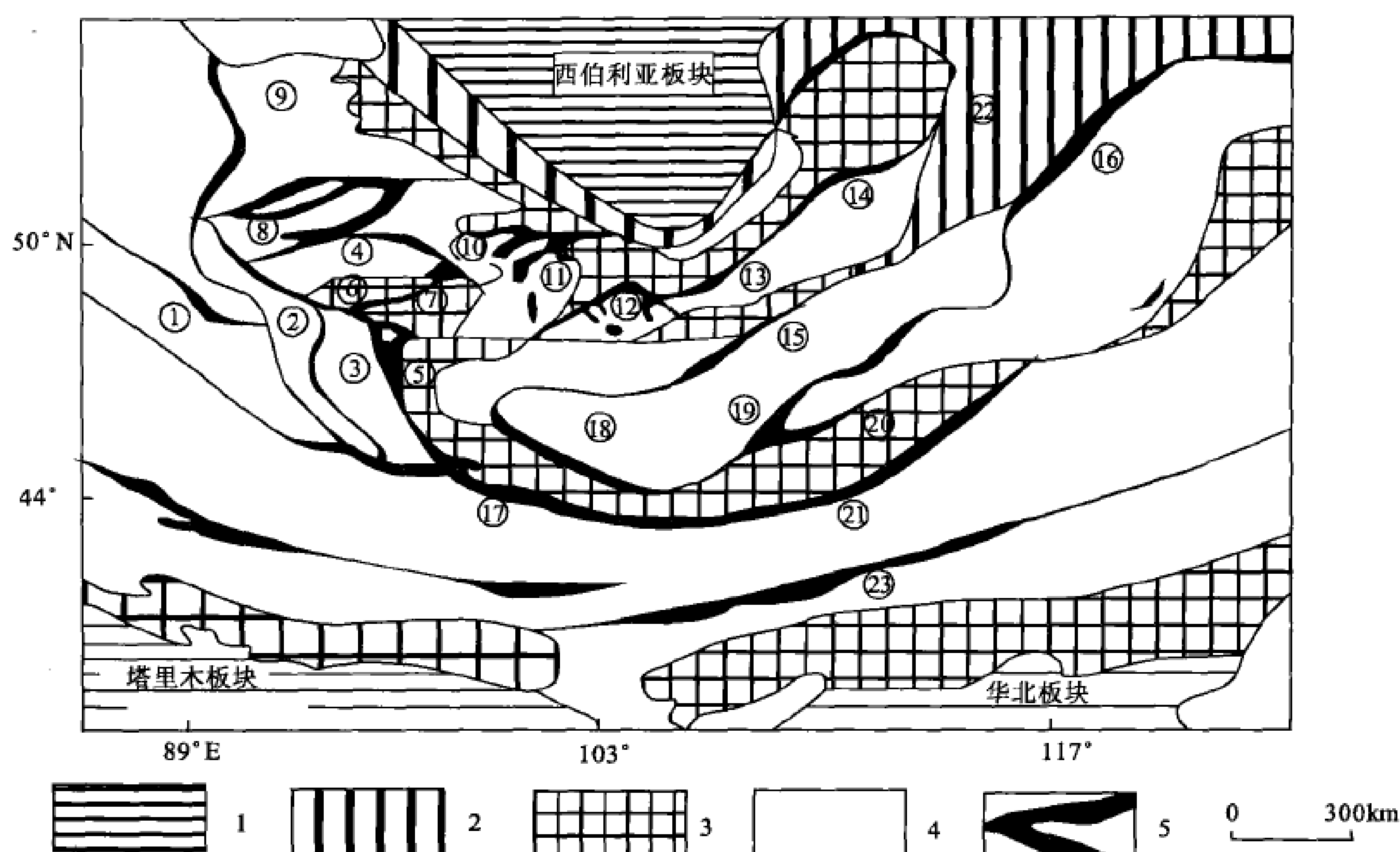


图 3-25 中亚褶皱区新元古-古生代蛇绿岩带空间分布示意图

(Gorgienko, 2001)

1. 前寒武纪地台的沉积盖层；2. 西伯利亚地台的边缘隆起（包括克拉通边缘槽地，如贝加尔等）；3. 前寒武纪地台结晶基底隆起；4. 加里东-海西期杂岩；5. 蛇绿岩带：①Terekta；②Koba；③Tsaganshibetin；④西萨彦岭；⑤Dzabkhan；⑥Khankhukhei；⑦南图瓦；⑧kurtushiba；⑨库兹涅茨克阿尔泰；⑩Iya；⑪Chir；⑫Dzhida（Argyingol）；⑬Bayanulan；⑭Abagin；⑮Bayangol；⑯Shilka；⑰Ih-Bogd（Hadtaishir）；⑱Bayankhongor；⑲CentralGobi（Adatsag）；⑳Kerulen；㉑Undurshilin；㉒Baikal-Muya；㉓Solonker

造山带，缝合带窄，总的没有陆壳物质添加，而古亚洲域内的造山带都是由宽广的增生杂岩组成，周期性向洋退缩的岩浆弧把这些增生楔体连同洋壳碎片焊接起来，所以在造山带演化过程中有大量新生地壳物质添加。他把这类造山带称作阿尔泰型或突厥型（turkic type）。其主要特总点是：蛇绿岩带数量多（据统计大约有 13 条之多），但都很短小（最长不超过 200km）；缺乏大型陆块和磨拉石前渊；蛇绿岩被夹在增生楔中而不是老大陆块之间，缝合带两侧的大陆似乎是在同一造山幕早期形成的。Sengor（1992）设想，当消减增生杂岩变得非常宽（超过600km）时，其弧岩浆轴就会向洋迁移并侵入消减杂岩中。后者在岩浆热的作用下局部会变质甚至重熔，在弧前区形成花岗闪长岩和英云闪长岩，从而把这一世代的增生杂岩转变为弧地块。如果这一过程多次发生，就会出现一系列由消减增生杂岩与弧岩浆岩组成的复合体。在这种情况下，用蛇绿岩作为构造标志就会产生误导，其边界只能通过地层和岩浆前峰来识别。

虽然 Sengor（1992）所讲的这里“蛇绿岩被夹在增生楔中而不是老大陆块之间”与实际情况不符，但他所论述的这里是“一系列由消减增生杂岩与弧岩浆岩组成的复合体”却综合反映了该区的基本构造面貌。在西域古陆的范围内，现在的基本构造特点是：①散乱分布着大量或大或小的古老地块（图 1-14）；②蛇绿岩带规模小、数量多而零散，有的与古老地块伴生，有的夹在消减杂岩中；③火山活动和花岗质岩浆活动在整个古生代时期都普遍而强烈。对此的解释不少人认为这些地块都是北大陆或南大陆崩裂的产物，在古亚洲洋闭合的过程中它们又先

后与两侧大陆拼合。但对这些地块拼合的过程和机制目前尚不清楚，任纪舜（1999）曾用软碰撞来解释由此产生的一些构造特征，但仍然没能回答上述问题。小地块的归拼是否是通过消减-碰撞来实现的，现在看来值得惑疑，也许通过大火成岩省增长是大陆生长的主要方式（Schott and Schmel，1998；Lustrino，2005），岩石圈受到挤压增厚时，下地壳与壳下岩石圈会部分融熔，所形成的岩浆喷出地表可形成 20～30km 厚的覆盖地表的大火成岩省，将已经存在的陆块焊接起来组成新的地壳。这样一来，先存蛇绿岩反映的是大陆裂解以前的大陆边缘，后来的构造边界只能依据岩浆前峰来划分（见 2.4.4 节）。

3.5 克拉通内造山作用

3.5.1 概述

克拉通内造山作用，也称板内造山作用或内硅铝质造山作用，按现代概念理解，是指那些无板块俯冲（B 型）或碰撞过程的造山作用，我国的贺兰造山带、燕山造山带应是典型的克拉通内造山带，由于其特殊的构造位置，过去多将它们称为台褶带，指地台（相当于克拉通）上的褶皱地带。

对克拉通内造山作用的理解还存在不少分歧意见。例如，不少人把克拉通内造山作用视为陆内造山作用的同义语，但后者含义中常常将陆间造山带亦包含其内，如德国学者所定义的陆内褶皱带（intracontinental fold belts）中就有不少属于陆间造山带（如西欧海西造山带）。此外，有人将无洋壳残余的造山带均视为陆内或板内造山带，但无洋壳残余的造山带不一定不是板块相互作用的产物，因为洋壳残片也许已消失殆尽，或因后期构造破坏和掩盖，加之被动陆缘发育的造山带内多不含有洋壳残片（如我国中南秦岭造山带），显然这不能作为划分陆内造山带的主要标准。

根据我国贺兰、燕山和西南非洲纳米比亚的 Damara（Martin and Porada，1983，1977）造山带的已有研究成果，可将克拉通内造山带的主要特征归纳如下：

（1）横切克拉通边缘，伸入并消失于克拉通内部。中国的贺兰、熊耳和燕山均具有这样的特点；非洲的达马拉兰也是如此。过去多认为这类陷槽是一支废弃裂谷发育的结果（前已述及，第 1 章），中新生代以前的情况可能并非如此，早期的这类陷槽可能起源于古裂陷，是古老陆块上的薄弱地带，即克拉通化结束较晚的地带。

（2）没有标志残余洋壳的蛇绿岩；没有安山质火山岩及其相应的侵入岩；没有远洋沉积；中酸性侵入岩早期具有幔源特点，后期为地壳重熔的产物，空间上无极性；但稳定的碳酸盐岩分布较广，火山岩以碱性或双峰式组合为特点（以熊耳地区为代表）。

（3）构造变形以脆性为主，主要表现为块断和冲断构造；褶皱主要为宽缓的直立或斜歪褶皱；无区域变质作用发生；由热穹隆引起的由内向外的伸展变形为主要变形方式，表现为变质核杂岩的出露，古构造界面的继承性活动。张旺生等（1999）认为陆内造山作用以基底卷入的厚皮构造为特征，陆缘变形以无基底卷入的薄皮构造为特征，这些并非必要条件。

（4）构造演化的继承性和多旋回性。贺兰地区在中奥陶世与中石炭世二次强烈活动之后，晚石炭世到早中三叠世相对稳定，构造与沉积同鄂尔多斯克拉通没有什么差别，但自晚三叠世起逆冲推覆活动强烈，又类似于一般造山带的构造特点，并在其山前形成了鄂尔多斯中生代山前拗陷盆地（见 4.3.3 节）；燕山带是蓟县运动（800Ma 左右）中隆起的山系，古生代的演化与华北克拉通主体没有什么差别，但在燕山旋回中再度强烈活动；达马拉兰是伸入刚果克拉通

(Congo craton) 和 Kalahari 克拉通间的一个泛非造山带（500～900Ma），但其自中古生代以来又表现出一定的活动性。

上述特征进一步证明这些地带属于克拉通上的薄弱地带，主要原因是壳幔源深处活动性强，最终完成克拉通化的时间就漫长。古陆块经过其边缘（陆缘和陆间造山带）和内部较为活动的部分（克拉通内造山带）长期演化之后，地壳克拉通化过程才能讲最终完成。为什么几乎所有大的古陆块上都有或弱或强的克拉通内造山带发育，原因就在于此，这是用地幔柱所引发的裂谷活动无法解释的。

克拉通内造山作用机制是一个没有解决的难题，几乎所有文献中都沿用的是克列拉（Kroner，1982）的早期模式。Sengor 、Martin（1992，1983）的解释都是在这一模式基础上的修改与补充，基本上都认为造山作用大致经历三个阶段：首先岩石圈在上涌地幔的作用下伸展（裂谷阶段）[图 3-26（a)]；壳下岩石圈不断分异出玄武岩浆，残留的地幔岩石圈拆离下沉[图 3-26（b)]；由拆沉作用导致地壳相互重叠而造山［图 3-26（c)]，由于壳下岩石圈继续部分熔融导致后造山期花岗岩侵位及表层的逆冲推覆。我们这里仍引用了经 Martin（1983）补充的模式，仅仅是不同意他原来所认为的主因是地幔柱活动，很可能起因于软流圈的隆起，因为无论是板缘或是板内，其相对薄弱地带常常表现为其下有较厚的壳幔混合层存在，这是地球物理资料已反复证明过的，它是这类地带的力源层。

早期的一些学者曾用板块俯冲-碰撞的远程效应来解释克拉通内造山带的演化，如 Coney（1972）对北美拉拉米造山带的解释，但实际上拉拉米造山带是科迪勒拉造山带晚造山期前陆冲断变形带，不应归入克拉通内造山带范畴。澳大利亚的 Alice Spring 造山带也是塔斯曼（Tasman）这一古生代陆缘造山带的一部分，后期变形则与晚石炭世时（320Ma）潘基亚（Pangaea）联合古陆形成时澳大利亚与北美板块的碰撞有关（Danlap et al.，1995），也不属于克拉通内造山带。

3.5.2 华北板内造山作用

华北板内造山作用出现在晚中生代，首先表现在内蒙古地轴南缘至北京西山一带的燕山地区，太行山至中条山地区，鄂尔多斯周边更为突出。

1. 内蒙古地轴南缘-燕山-太行山地区

晚侏罗世的挤压变形首先表现在沿内蒙古地轴的大规模向南推覆，形成一系列前缘断陷盆地（图 3-27)。盆地中以沉积红色粗碎屑（土城子组砂砾石层）为特征，碎屑中含有大量非稳定组分，显示是在强烈隆升条件下快速堆积的产物；盆地构造演化研究表明，是由逆冲系向南不断扩展形成的背驮式盆地，变形卷入的最新地层为中侏罗统上部到上侏罗统。

燕山西段及北京西山晚中生代逆冲构造集中于三个 NE 向带状区域内，东带：北京怀柔汤河口-昌平-房山；中带：河北怀来王家楼-宣化下花园-涿鹿武家沟；西带：河北尚义小蒜沟-韭菜沟，其间隔约为 60km，延伸长度自东而西依次减小，呈现出明显的逆冲构造发育的三角形区域。逆冲构造的发育严格受区域基底构造控制，如三角形区域的北界为内蒙古地轴南缘断裂西段，南西界与中元古代早期古盆地边界一致，南东边界则与华北克拉通基底新太古-古元古代中部碰撞造山带东部边界大致吻合；此外，并不表现为逆冲体系的后侧以厚皮构造为特征，前缘以薄皮构造为特征，而是整个体系北西侧的前缘带均以厚皮构造发育为主。构造属性为基底卷入的厚皮构造和盖层内部的薄皮构造共存，上盘运动方向总体指向 NW。逆冲构造的主

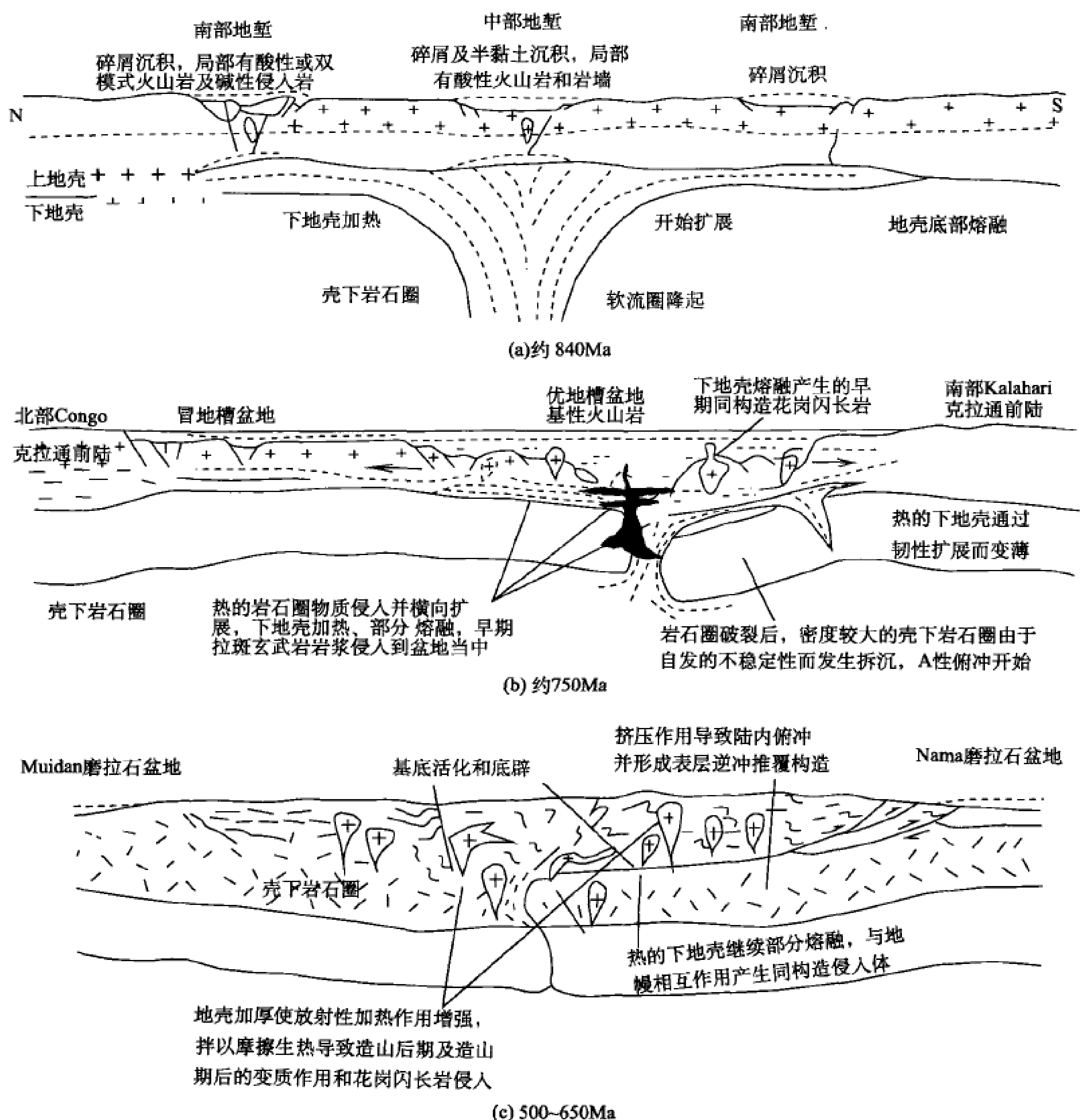


图 3-26　克拉通（非洲 Dmmar）内造山带的造山作用

（Kroner，1983；Martin，1983；转引自张长厚，1999，有改动）

活动期为 140～130Ma，活动于北京西山髫髻山组火山岩（161～146Ma）形成之后，南窖闪长岩和房山岩体侵入（146～128Ma）之前。逆冲后伸展变形主要发生在主逆冲构造后侧，多利用先存构造薄弱带。从早白垩世中晚期开始形成一系列半地堑式断陷盆地，并有强烈地岩浆侵入活动。且控制了上新世以来更为强烈的新生代断陷，如怀来-涿鹿新生代断陷（与汾渭地堑的发育一致，可能是后者的东北端）。主逆冲变形前后均有大规模岩浆活动，其时空组合表明，由收缩构造或地壳加厚引起的深部地壳重熔并不是区内岩浆作用的唯一原因（张长厚等，2006）。

邓晋福等（2004）采用造山带结构要素组合（structural elements association，是指造山

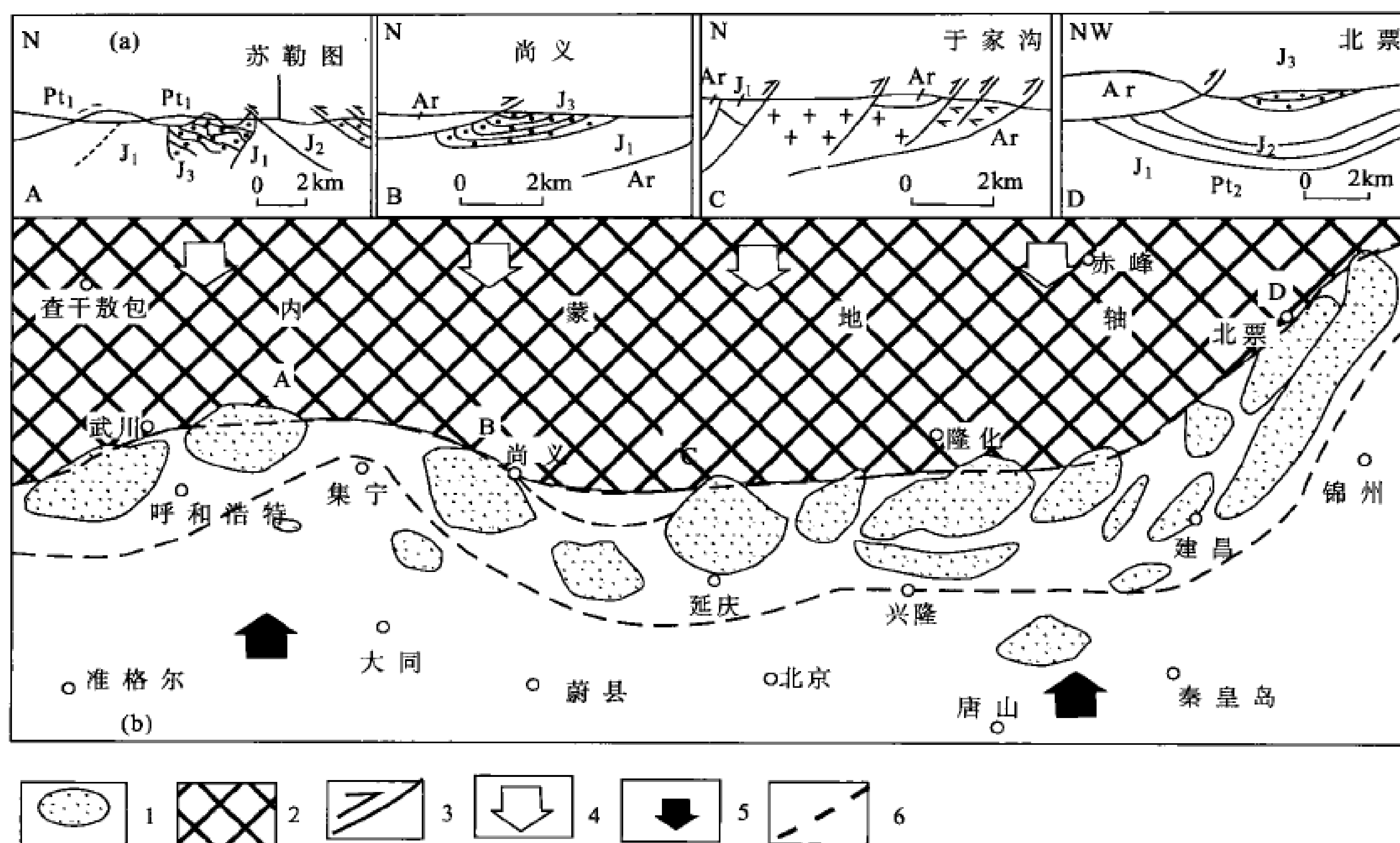


图 3-27　内蒙古地轴南界构造剖面图（a）和华北北缘晚侏罗世古构造简图（b）

［和政军等，1999；原图来自王建平等（1984）；马高尚等（1989）］

1. 晚侏罗世沉积残留区；2. 古隆起区；3. 主逆冲断裂；4. 挤压方向；5. 基底阻力方向；6. 推测主拗陷带

带中区域变形、变质、深成作用、磨拉石、构造期后火山作用等与造山带演化有关的构造共生组合）概念，将其划分为五个造山幕。

（1）前造山和初始造山幕，早侏罗世早期前造山伸展构造要素有：三叉式裂谷带、板内型玄武岩（J_1^1 南大岭组玄武岩、玄武安山岩，时代 188Ma）；含煤建造（J_1^1 下花园组，时代 178～180Ma）；早侏罗世晚期初始造山收缩构造要素有：向北倾伏的褶曲和与逆冲、九龙山组类磨拉石建造、以硬绿泥石-十字石-蓝晶石为标志的低温中-高压变质带（178～180Ma）。

（2）中侏罗世早期造山幕，中侏罗世早期同造山伸展构造，结构要素有：与岩石圈上隆伸展有关的火山盆地（J_2^1 髫髫山组，时代 161～178Ma）及可能的同期侵入岩，火山岩呈线型分布；中侏罗世晚期同造山收缩构造要素有：逆冲推覆和褶曲变形、磨拉石建造（J_2^2 后城组）、同构造侵入体和角闪岩相变质岩（151～159Ma）。

（3）晚侏罗世峰期造山幕（图 3-28），晚侏罗世早期造山伸展构造要素有：与岩石圈上隆伸展有关的火山盆地（J_3^1 张家口组，时代 140～148Ma）和同构造侵入岩，火山岩面型分布，出现高压粗面岩类，有较大量的流纹岩；晚侏罗世晚期造山收缩构造要素主要有：逆冲推覆和褶曲变形（132～148Ma）、磨拉石建造（J_3^2 寿王坟组）、同构造侵入体和角闪岩相变质岩（138～143Ma），侵入岩中出现高压正长岩类。

（4）早白垩世早期晚造山幕结构要素组合有：收缩变形分布较局限，湖相沉积（K_1^1 九佛堂组）替代磨拉石建造，出现过碱性石英正长岩、大晶洞构造的花岗岩和科马提质辉长岩（K_1^1 义县组，121～135Ma）。

（5）早白垩世晚期与后造山伸展构造有关的结构要素有：正断层、变质核杂岩、双峰式岩

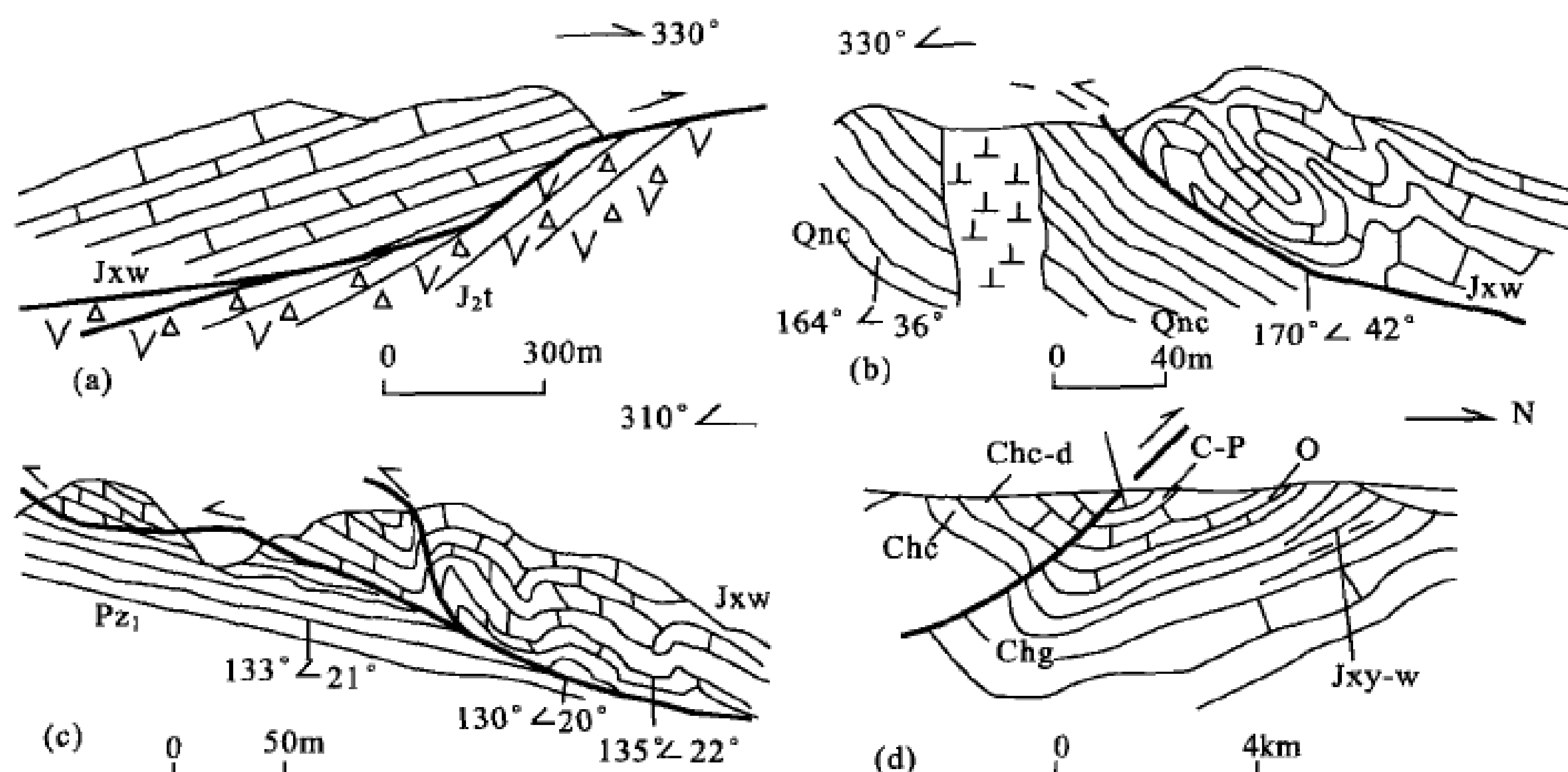


图 3-28　北京西山晚中侏罗世峰期造山幕向北推覆构造剖面图

（杨农等，1996；转引自邓晋福等，2004）

Chc. 长城系长洲沟组；Chg. 长城系高于庄组；Chc-d. 长城系长洲沟组-大红峪组；Jxy-w. 蓟县系杨庄组-雾迷山组；Jxw. 蓟县系雾迷山组；Qnc. 青白口系；Pz_1. 下古生界；Є-O. 寒武-奥陶系；O. 奥陶系；C-P. 石炭-二叠系；J_2t. 中侏罗统髫髻山组（a）十三陵逆冲推覆构造（西峪村南沟口）；（b）怀柔三渡河逆冲推覆构造；（c）怀柔兴隆城村东逆冲推覆构造；（d）兴隆鹰手营子逆冲推覆构造

墙群（120～114Ma）、典型的过碱性花岗岩和含煤建造（K_1^2 阜新组）。

构造变形主要表现为上覆岩层沿元古宇基底由东向西滑移，后缘形成断坡褶皱或反冲构造，前缘则形成冲断推覆体系（图 3-28 和图 3-29）。

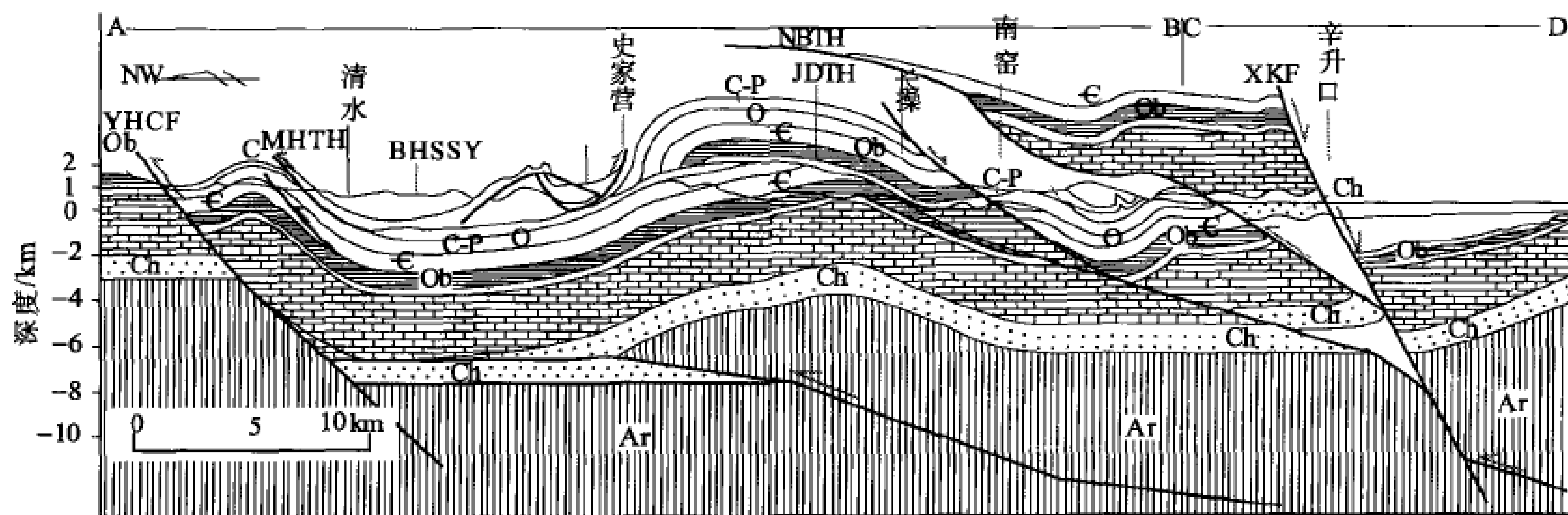


图 3-29　北京西山逆冲构造系统综合剖面图

（张长厚等，2006）

N-Q. 古近系-新近系-第四系；K-E. 白垩系-古近系；J_1t. 髫髻山组；J_1j. 九龙山组；J_1m. 门头沟组；T-J_1n. 三叠系下部-下侏罗统下部南大岭组；C-P. 石炭-二叠系；O. 奥陶系；Є. 寒武系；Qb. 新元古代青白口系；Jxh-t. 蓟县系洪水庄组-铁岭组；Jxw. 蓟县系雾迷山组；Ch. 长城系；Ar. 太古宇基底变质岩系。CXTH. 长操霞云岭逆冲断层；NBTHH 南大寨-八宝山逆冲断层；JDTH. 教军场大安山逆冲断层；MHTH. 马兰-胡林逆冲断层；XKF. 辛开口断层；YHCF. 沿河城断层；BHSSY. 庙安岭向斜

太行山及其南延的中条山与燕山类似，早就有人指出其基底具有裂陷盆地特征，孙枢、李继亮等（1981～1982，1987）称为中条拗拉槽，钱祥林等（1986）称为太行和中条拗拉槽。中生代同样具有造山带特征，但与变形强烈的燕山造山带不同，它主要表现为块断隆升和岩浆活动，强烈变形仅局限于深成侵入体外缘和大型断裂带附近，故多称其为构造岩浆带。区内广泛发育与造山带类似的不同岩石系列的深成岩和火山岩，年龄峰值为 124～153Ma（罗照华等，1997）；规模较大的侵入体外围常出现具有塑性流变特征的变质杂岩；岩浆岩的地球化学特征表明，在燕山造山过程中的强大挤压力作用下，太行山地区随着岩浆源的加深地壳不断加厚，具双向增厚特点，即 Moho 面不断下拗与地表不断抬升。

2. 鄂尔多斯盆地周边造山作用

在晚中生代时期（主要在晚侏罗世），鄂尔多斯盆地周边发生了类似造山带的逆冲-褶皱构造变形。正如早年张抗（1989）所指出的，鄂尔多斯盆地周缘燕山期挤压变形呈环形格局：由边缘的逆冲断裂形成“外环”，伴生的褶皱形成“内环”，盆地中部则为环形格局的“稳定内核”。构造样式表现为以向盆内逆冲为主，形成大型推覆构造和前缘褶皱冲断带。其南缘和东缘南段，向盆内的逆掩断层极为发育，从陕西渭河盆地北缘的三原口镇，经蒲城-韩城，直至山西河津-临汾-霍山，将汾渭地堑的基底岩系—太古界涑水杂岩、震旦系砂岩、下古生界灰岩和上古生界砂页岩及煤系地层，向北或向北西方向逆掩至盆地边缘隆起之上。图 3-30 是临汾盆地西缘素描剖面，部分反映了这一逆掩推覆带的基本构造面貌。东缘北段（太原以北）则以反向逆冲（背离盆地）为主，廖昌珍等（2006）解释为：以吕梁山为代表的基底隆起，沿结晶基底在向西逆冲推覆过程中形成的断坡反冲构造（图 3-31）。

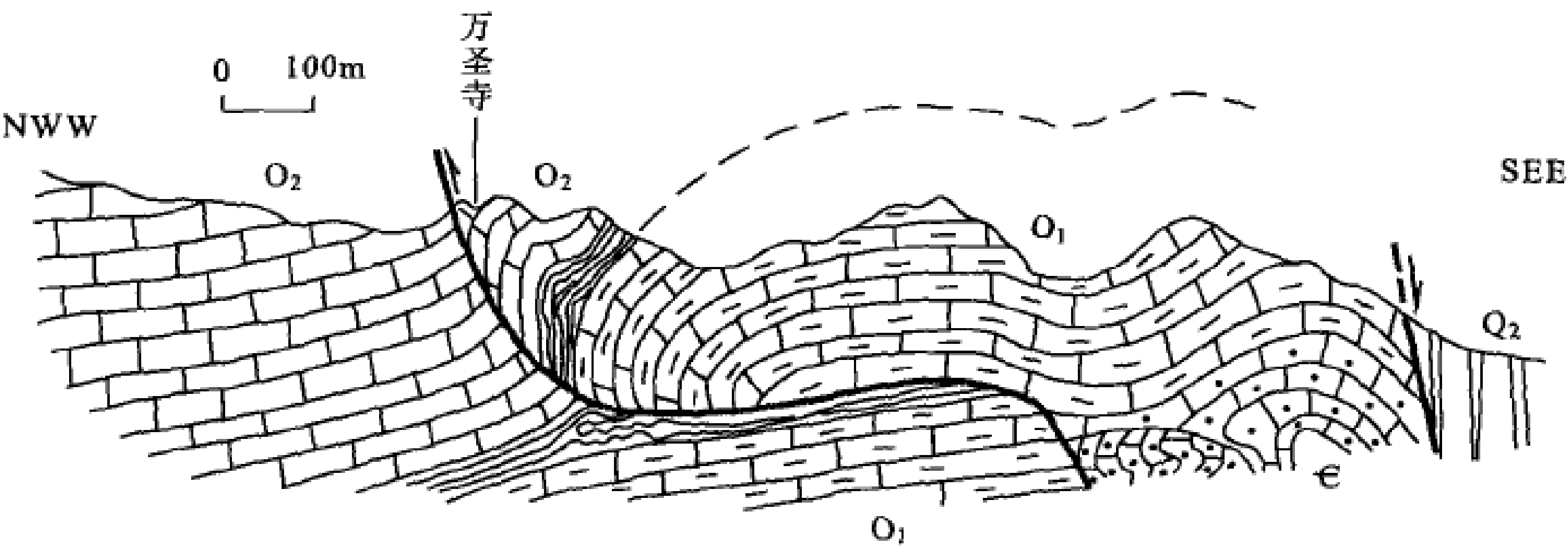


图 3-30 鄂尔多斯盆地东侧临汾盆地西缘逆掩断层素描图

（刘光勋和江南生，1988）

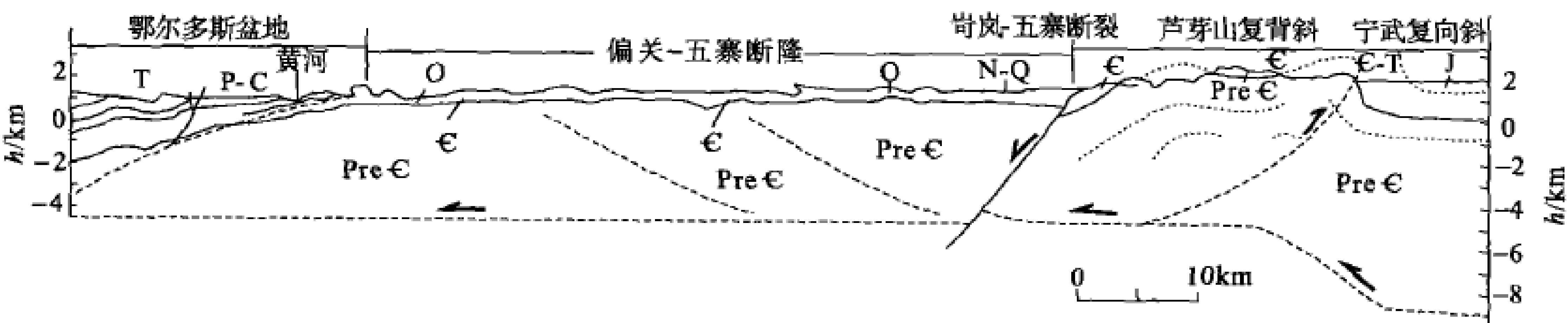


图 3-31 鄂尔多斯盆地东缘北段构造横剖面示意图

（张岳桥等，2007）

张家声等（2008）基于对盆地西北缘石嘴山一带的研究，指出这里整体呈现一个向东推进的弧形构造：前峰为陆缘褶皱冲断带；中部表现为一系列“原地”或“异地”推覆体和冲断席，发育低角度滑脱层和双冲构造；后部又被最晚期的冲断层叠置。经历了三期主要冲断作用：第一期发生在侏罗纪末，沿阿拉善-华北这两类不同性质结晶基底之间的主滑脱面发生大规模冲断作用，形成桌子山-冈德尔山褶皱冲断带（图 3-32，Ⅳ）；第二期形成具有上、下两个构造层的石嘴山-尖山大型异地推覆体（图 3-32，Ⅲ、Ⅱ），主滑脱面为石炭纪煤系地层，其中发育典型的双冲构造；第三期（约在 65Ma）在东部边缘形成苏海图反冲构造的同时，在西部将异地推覆体下部的奥陶系再次推至地表（图 3-32，Ⅰ）。

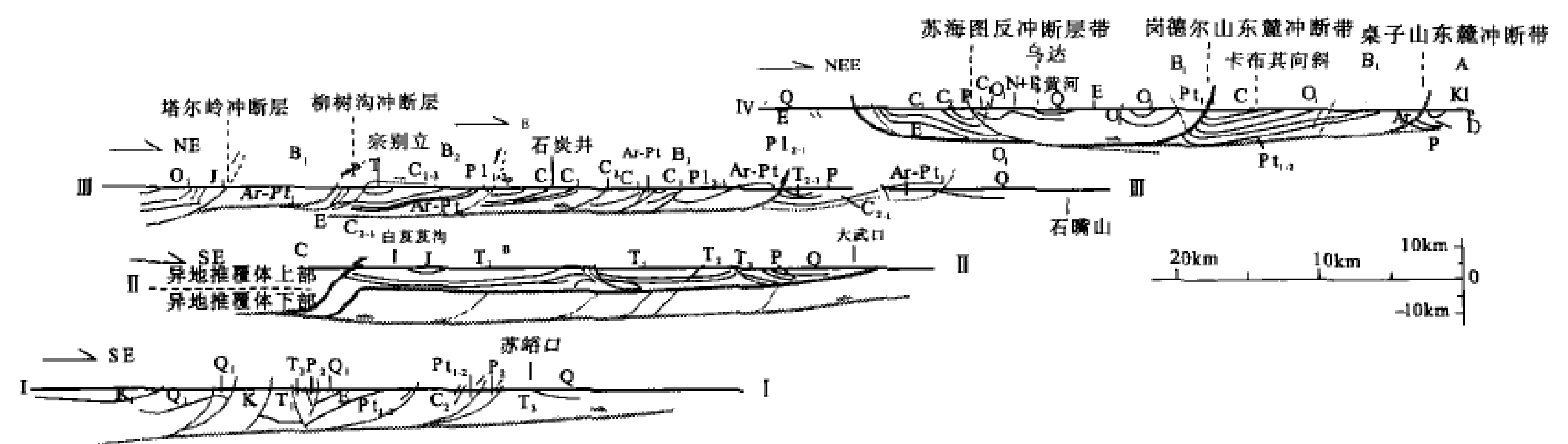


图 3-32　鄂尔多斯西缘北段地质构造剖面

（实测剖面，原图据 1∶200 000；1∶50 000 地质图，转引自张家声等，2008）

张岳桥等（2006）利用古构造应力场分析方法，反演了鄂尔多斯盆地周边晚中生代的应力场方向，建立了各时期的应力体制及其转换序列（表 3-3）。他们的基本方法是：通过野外露头断裂变形几何学、运动学特征的观察，测量不同时代地层、岩体中的断层面及其上的滑动矢量，并用各种构造标志，如石英和方解石生长矿物、里德尔面、阶步、羽列剪节理、石英或方解石脉等，判断断层运动方向；利用断层的切割关系和线理的叠加关系，确定断层活动期次；然后将这些测量参数筛分后输入计算机程序，利用反演软件计算各观测点三轴主应力方向

表 3-3　鄂尔多斯盆地周边晚中生代构造应力体制转换序列（张岳桥等，2006）

构造应力体制与地质时代	构造应力方向			
	西南部构造带	中央断裂带	东北部构造带	东缘边界带
挤压应力体制（早白垩世晚期）		不显著	不显著	不显著
引张应力体制（早白垩世）				
挤压应力体制（晚侏罗世）			不显著	
引张应力体制（早中侏罗世）	?			?

(Carey，1979；Angelier，1984)；将获得的主应力方向结果与盆地发展史相联系，最终建立古应力场演化序列。他们的初步结论是：鄂尔多斯盆地在早中侏罗世处于弱引张环境，引张方向为近 S-N 至 NNE-SSW 向，伸展变形发生在盆地周边地带，中央 E-W 向张断裂形成；中晚侏罗世盆地遭受多向挤压作用，挤压方向为 E-W、NW-SE 和 NE-SW，在盆地周缘形成展布方向不一、构造样式不同的边界逆冲- 褶皱构造带；早白垩世又转换为引张体制，引张方向为近 E-W、NW-SE 和 NE-SW 向，伸展变形主要发生在西南和西北方向，六盘山断陷盆地形成；早白垩世晚期至晚白垩世应力体制再次发生转换，发生 NW-SE 向挤压，六盘山盆地构造反转，鄂尔多斯盆地整体抬升而结束沉积。

3. 应力体制

华北晚中生代构造变形反映，总的处于拉张、挤压交替进行的应力场中。无论是燕山地区，或是鄂尔多斯周边，峰期造山作用都发生在中侏罗世晚期到晚侏罗世。不少研究者将其归因于远程板块作用效应，但也存在不少问题。侏罗-白垩纪时期，中国周边存在三个缝合带：沿鄂霍次克海-蒙古缝合带板块向北消减（Davis et al.，1998)；沿班公湖-丁青-怒江板内俯冲带向北消减（张旗等，2001）和晚侏罗世伊泽奈崎板块的向西俯冲（董树文等，2000)。前两者都距华北 1000～2000km，况且在中侏罗世至白垩纪期间，南蒙、东蒙和中国东北广泛发育伸展型裂谷和同裂谷火山岩与碎屑岩（郑亚东等，2000)；后者明显形成规模宏大的弧后拉张，可能都不是华北中晚侏罗世挤压造山的直接原因。可能的原因仍然如第一章所总结的（第 1 章 1.4)，是周边板块活动触发了华北克拉通内古裂陷槽的复活，通过下地壳拆沉作用而造山。明显的例证是：造山带严格受基底元古代构造岩相带制约；以冲断变形为主；应力方向多变，伸展-挤压呈脉动式交替进行。

复活的古裂陷一开始表现为深大断裂的活动，同时引起软流圈地幔因减压融熔形成的玄武质岩浆快速上升，侵入地壳下部，或喷出地表，这一作用大约发生在三叠纪到早侏罗世（或至中侏罗世早期，J_1^1 南大岭组玄武岩、J_2^1 髫髻山组火山岩)。到中侏罗世晚期—晚侏罗世（或 J_2^2-K_1^1)，因大量岩浆的注入和热驱动，促使造山带地壳急剧膨胀，膨胀地壳的向外扩展导致前缘地带挤压造山；地壳也快速增厚，从而引起中、下地壳的部分融熔，并与幔源岩浆混合而生成早期钙碱性岩浆到晚期高钾钙碱性岩浆，在地壳韵律性收缩过程中不断排出，形成大规模侵入岩系和火山岩系（J_3^1 张家口组)，无 Eu 异常花岗岩的大量出现，是岩浆源压力大于 1.5GPa 的有力证据（罗照华等，2006)。随着地壳的不断增厚，造山带因均衡作用也不断隆起，地壳下部分异残留的榴辉岩相镁铁质岩必然下沉（拆沉作用)，促使地壳进一步增厚（达 50km 以上)，同时形成少量碱性花岗岩类岩石（K_1^1 义县组、K_1^2 阜新组）和埃达克斯岩①（Adakides rock)，这一作用的大规模进行就导致岩石圈的垮塌、区域上地壳的伸展减薄、大规模幔源玄武岩浆的喷出和过碱性花岗岩的侵入（K_1^2 阜新组)，后一过程主要发生在晚白垩世到早古近纪（张旗等，2001)。

上述模式主要依据燕山地区，鄂尔多斯周边主要表现为强烈地构造变形，岩浆活动不普遍，但少量资料表明，其造山过程和机制应与燕山造山带类似。赵孟为等（1996）曾测得鄂尔多斯东缘晚三叠世和晚二叠世岩石样品中伊利石的 K-Ar 年龄为 150～173Ma；王峰等（2006）报道，贺兰山汝箕沟玄武岩整合覆盖在上三叠统延长群之上，与上覆上侏罗统安定组呈微角度

① 在燕山地区其特征是富铝、钾、锶，HREE 亏损，无负 Eu 异常，是高压（18～26kbar）下地壳基性岩部分熔融的产物。

不整合关系，玄武岩的年龄为 229（K-Ar）～193（锆石裂变径迹）Ma，汝箕沟玄武岩样品平均裂变径迹年龄为 131.3±19.8Ma，表明贺兰山地区晚三叠世处于大陆裂谷环境，隆升在晚侏罗世-早白垩世，这与燕山地区也大致吻合。

3.6 晚和后造山作用

在以往的概念中，造山作用之后造山带就完成了其活动带的演化历史，此后主要是上升剥蚀而转化为新的稳定地带（年轻地台）。实际情况并非如此，上述概念完全是从早前寒武纪地壳演化历史推测的。前已述及，自晚前寒武纪以来的活动带都位于大陆边缘，它们都有长期的演化历史，即使在发生板块碰撞的造山作用之后，仍为一个活动带，还可能持续相当长的时间。因此，我们把造山作用之后活动带的演化称为晚造山作用。后造山作用指造山带的活动在停滞数亿年之后，构造活化阶段所发生的造山作用，中国西部古生代造山带普遍在新生代后期才强烈隆升，这就是典型的后造山作用。

后造山作用常表现为山脉的强烈隆起和向两侧的推覆逆掩，这已为大家所熟知。此外如深地震资料所显示的：古老造山带下面都没有山根，而只有年轻造山带之下才有山根；造山带地壳厚度内部比外部薄，核部常有变质核杂岩出露，其中产有柯石英、金刚石等超高压变质矿物，显示某些造山带核部至少已上隆 100km。这都表明在造山作用之后，造山带仍处于比较活动的状态，只是其活动方式与早期完全不同罢了。

3.6.1 变形机制

一般认为，造山带后期伸展构造形成的驱动力是：①由于地壳加厚、地形升高而诱发的重力滑动和陷落，主要发育在造山带边缘（马杏垣，1977；车自成，1997）；②在碰撞造山带，正在加厚的岩石圈会引起岩石圈与下伏软流圈的不均衡，为达到均衡，造山带岩石圈的“地幔根”会通过拆离（delamination）和对流去除（convective removal）而脱离，从而驱动软流圈物质上升，岩石圈相应伸展变薄（England et al.，1989；Channel and Moreschal，1989）；③对软流圈物质上涌活动的响应（Seranne et al.，1994）；④由地壳的侧向挤出或斜向汇聚引起的岩石圈伸展，前者如东亚新生代大陆边缘（Tapponier，1980，1999），后者如西班牙南 Betic 造山带的晚期伸展（Christopher et al.，1997）。

在造山带发育的不同阶段，引起伸展构造的主要原因可能不同。当造山作用仍在进行时（相当于晚期造山作用），伸展作用可能主要是由于海拔升高和地壳叠加而诱发的重力陷落（gravitational collapse），这是在地壳上部变冷下部温度增加的状态下发生的。这时，造山带中可能同时存在着伸展构造和压性构造，青藏高原和喜马拉雅的情况可能就是如此（Burchfiel et al.，1992）。在造山作用已经停止，伸展作用则可能是由热再均衡诱发的拆离与对流作用而引起的（Seranne et al.，1994）。Dewey（1988）把北美科迪勒拉-Rif/Betic 山链-早侏罗世西欧海西带-秘鲁安第斯-爱琴海看作因热再均衡而引起的造山带伸展构造演化的不同阶段。

一般认为晚或后造山作用主要表现为逆冲推覆、伸展作用、拆沉作用和变质核杂岩的上隆。

3.6.2 前缘逆冲推覆

造山带前缘的逆冲推覆构造自从在阿尔卑斯造山带中得到证实之后，现已被地质工作者广

泛接受。它们常常在造山带前缘构成宽几千米到数百千米的逆冲推覆构造带。广泛出现在北落基山、阿巴拉契亚和阿尔卑斯-喜马拉雅造山带前缘。在这些地方多是同造山期构造特征，不同的是我国境内多为古生代造山带，而逆冲推覆构造主要发育在中新生代，这是一种后造山作用的表现，二者构造样式类似，但对古生代造山带来讲，它是一种构造活化现象，规模要小得多。

一般的逆冲推覆构造由根带、中带和锋带组成（图 3-33）：

（1）根带，位于造山带内部，表现为较宽的糜棱岩带和韧性剪切带，矿物拉伸线理发育，发育陡倾或近直立的强片理化带，常见到深变质岩系逆冲到浅变质或未变质岩层之上，构成典型的厚皮构造。

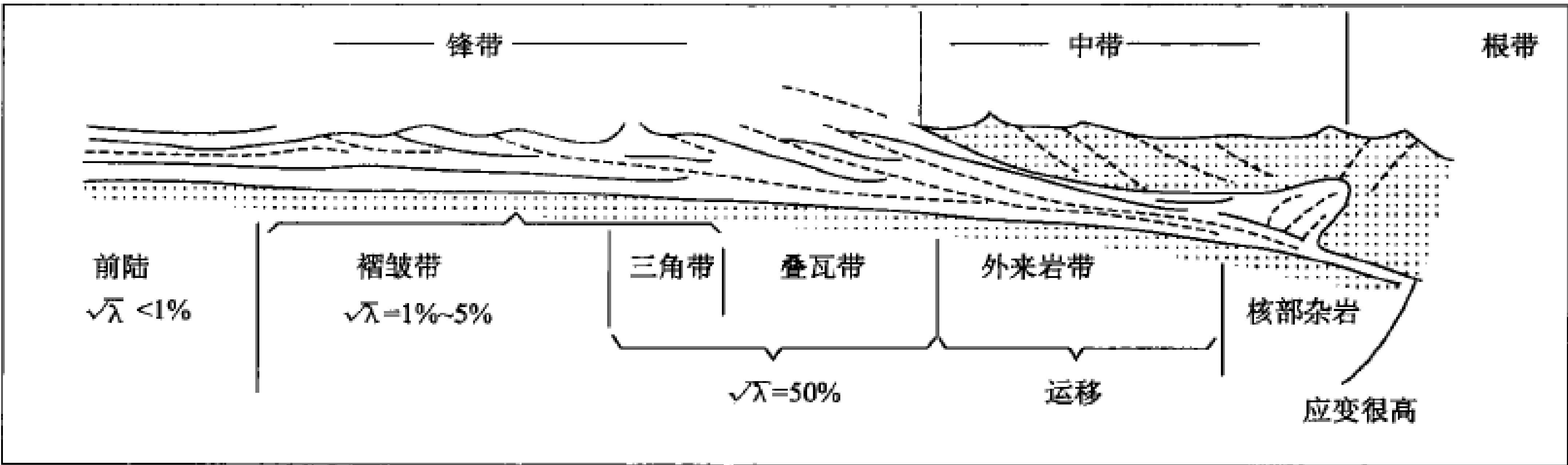


图 3-33　根据应变百分率对褶皱—逆冲带进行的分带
（Rolder，1983）

（2）中带，表现为上覆岩层沿基底不整合面或滑动层发生逆冲推覆，构成所谓的薄皮构造，沉积层中断层传播褶皱和断层转折褶皱发育，或构成叠瓦或双重构造。岩层变形程度沿滑动面向上减弱。

（3）锋带，位于滑动前缘地带，因反冲构造的发育，挤压变形进一步增强，岩层倾角增大，断层面附近常形成两翼紧闭、轴面陡立的小褶皱。

在图 3-34 中，落基山前陆冲断席推覆到北美克拉通之上，逆冲距离长达 200km，使克拉通边缘形成 8km 的表层构造加积。冲断开始于晚侏罗世，由西向东逐渐推迟，主变形期在白垩纪末古近纪、新近纪初（65～40Ma，拉拉米造山作用）。相应的前陆盆地的拗陷在中侏罗世至晚白垩世（内华达-塞维尔运动），形成巨厚的从正常浅海到有厚煤层（J_3）的陆源碎屑岩盆地；中白垩世时海侵扩大，普遍形成未补偿深水泥质岩沉积；从晚白垩世马斯特里赫特期至始新世初的晚期造山作用（拉拉米运动）；前陆冲断构造强烈发育，形成一系列隆起、拗陷和长距离的推覆构造，拗陷带则被陆相含煤地层所充填；中新世早期有一次夷平作用，中新世晚期前陆地带再度隆起（Perterson et al.，1980；Allen，1990）。

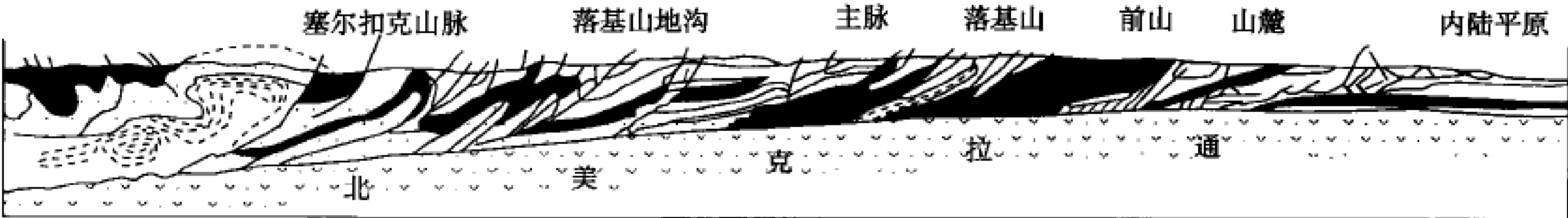


图 3-34　穿过北落基山横剖面
（Price D A and Wheeler，1970）

3.6.3 伸展变形与根带深变质杂岩的上隆

地壳的伸展作用（extension）是与缩短作用（shortening）对应的一种地壳变形作用，指在近水平的拉伸应力条件下地壳减薄的变形过程，结果形成的伸展构造主要表现为正断层及其组合形式（如地堑、地垒、盆岭等）。

伸展构造主要发育在被动大陆边缘地带，但也广泛见于造山带演化的后期。美国西部的盆岭构造就是研究时间最长、最为典型的后造山期伸展构造（图 3-35）。它发育在科迪勒拉古生代冒地向斜之上，中生代是一个向东的逆冲断层系，据 Vernicke 等（1988）对拉斯韦加斯地区盆岭构造的研究，认为在过去 15Ma 以来 NW73°±12°方向伸展量达 247±56km，早期的速率为 20～30mm/a（10～15Ma），晚期（5Ma～现代）为 10mm/a。其力学机制可能是：地幔底辟导致的地壳细颈化现象，也有人认为是自晚古近纪、新近纪以来由圣·安德烈斯走滑活动引起内华达山相对科罗拉多高原向西运动的结果。如从剖面构造分析，更像是水平拉张，自西而东为死谷正断层系-非伸展断块-拉斯韦加斯正断层系，中央非伸展断块的存在是底辟模式无法解释的。

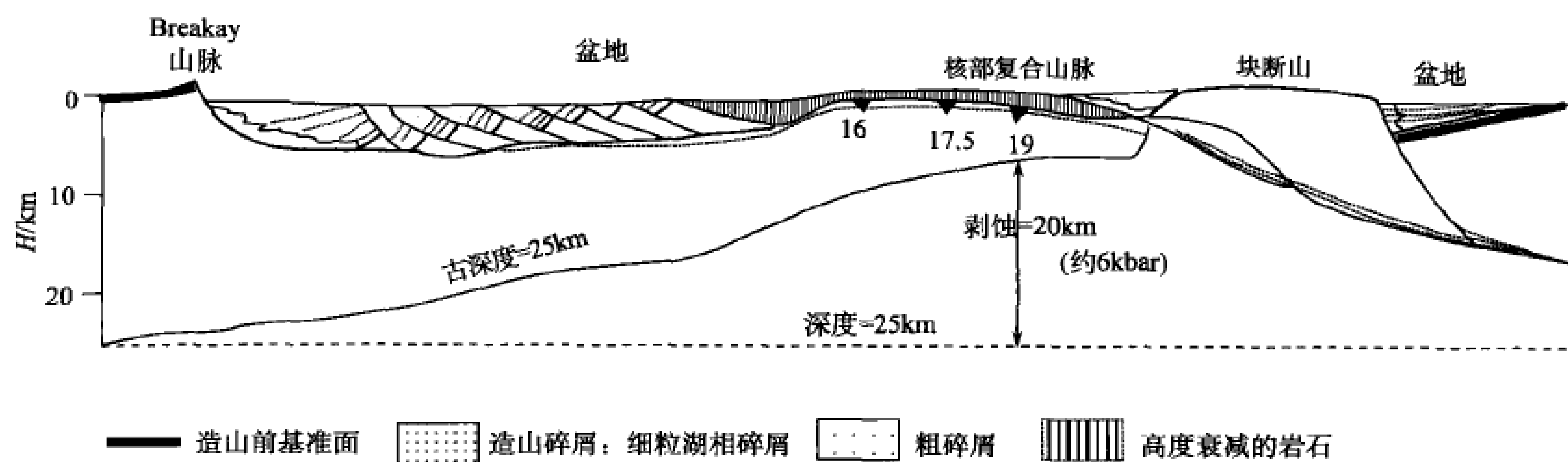


图 3-35 美国盆岭地区 14Ma 时伸展剪切构造样式

（Wernicke，1985；Allen，1990）

伸展变形往往使中下地壳在造山带轴部出露，形成所谓的“地轴”。它们都是一些岩浆杂岩带，构成巨大的叶理平缓的片麻状穹隆，核心是花岗岩质或花岗闪长岩质的片麻岩，无或有由显生宙石英岩、片岩组成的顶盖，世界上典型的造山带均有这种构造。

包括造山带根带在内的深成变质岩（plutono-metamorphic rocks）指变质核杂岩、高压-超高压变质岩、高温变质岩石等地质体。其中变质核杂岩（metamorphic rocks）是由古老片麻岩组成的穹状隆起，内部变形强烈，外形近似穹隆，其顶部以剥离断层（正断层性质的韧性剪切带）与其他地层分开。图 3-35 为北美科迪勒拉变质核杂岩构造示意图，表现为明显的双层结构模式，下部为核部变质杂岩，顶部发育一条相当于在绿片岩相条件下形成的糜棱岩带，上盘为未变质的脆性正断层和抬斜断块，两侧为低角度大型正断层或剥离断层。早期起因于朝一个方向的强烈伸展，晚期因轴部岩浆岩体的上涌而使核部变质杂岩出露地表。

由于造山带核部常呈穹状上隆，常以较快的速度卸去巨厚的上覆岩层，从而使其下的变质核杂岩以及深处形成的高压-超高压变质岩石与高温变质岩石出露地表，在变质年龄和变质条件方面均与围岩形成巨大的反差，这都是在压性条件下正常剥蚀速率无法实现的（Droop，1985；Platt，1987）。

第4章 沉积盆地

4.1 概　　述

盆地指地壳表面三度空间上的凹地，按构造位置可分为大洋盆地、大陆边缘盆地和克拉通内盆地三类；按时代可分为前寒武纪盆地、古生代盆地与中新生代盆地三类。沉积盆地与盆地概念不完全相同，首先被厚层沉积物充填的盆地才能称为沉积盆地。例如，Bally 和 Snelson（1980）就曾提出拗陷深度（以沉积厚度为代表）超过 1000m 的沉降区域才称为盆地。在沉积盆地的概念中不应包括大洋盆地，原因是它的沉积厚度平均仅 2000m，这里我们建议将沉积盆地的厚度限定在 2000m，原因是沉积盆地概念的建立主要是为了服务于石油天然气勘探，进一步的原因是大洋盆地的成因特殊，与我们所要研究的古代与现代盆地的成因均不相同。沉积盆地的另一层含义是：它是地球历史上长期处于沉降状态的地区，或者说是尚未造山隆起的沉降地区，这就把大多数中生代以前的盆地排除在外；因为所有造山带都曾经是盆地，没有这一限制，盆地和造山带的含义就容易混淆，由此总结的盆地成因机制常常并不适用于以含油气为特征的沉积盆地。

盆地概念是由地槽学说发展而来，最初以其与地槽和地台的关系来分类，如克拉通内盆地，指分布在克拉通之上的盆地；边缘拗陷，指造山晚期在其边缘地带形成的盆地，以磨拉石盆地为代表；山前拗陷，指造山作用之后在山脉前缘形成的低地；上叠盆地，叠加在造山带褶皱地层之上的盆地；山间盆地，造山带中在基底固结硬化较早的块体上发育的盆地；地洼，专指中新生代以来因构造活化而形成的盆地等。

自 20 世纪 80 年代以来，多数人认为盆地的形成与板块活动有关，常根据其与板块构造的关系对盆地分类。例如，Bally（1975）及 Bally 和 Snelson（1980）的分类：与缝合带无关的盆地，如大洋盆地、被动陆缘盆地、克拉通盆地与裂谷盆地等；近缝合带盆地，如 B 型与 A 型俯冲带附近的海沟与深拗陷；中国式盆地，与缝合带有关，但远离缝合带的盆地；缝合带盆地，如不同类型的弧后盆地及与缝合带巨型剪切活动有关的盆地等。

近代盆地研究的一个显著特点是：都致力于解决油气资源勘探和预测中所遇到的问题，故从生产角度划分盆地类型的工作更受到重视，这些分类多从下列三种因素出发：①盆地形成的构造背景、力学机制；②充填盆地的沉积层序；③盆地后期改造的构造环境。

包特（1976）曾将盆地的成因机制归结为重力、热力和应力驱动三种模式。重力模式是把拗陷归因于沉积载荷作用下的岩石圈弯曲，同时借助于相转换假说，提出沉积荷载可能触发辉长岩-榴辉岩的相变，相变既可能加大沉降幅度，也是盆地后期抬升的原因。热力模式是指由热膨胀引起岩石圈最初隆起，并受到剥蚀，后来由于岩石圈的冷却下沉将引起沉陷；另一种原因可能是由于密度大的基性、超基性物质侵入，引起下部地壳密度加大而下沉（底侵与拆沉作用）；还有一种可能是下地壳的密度增加，是由于热事件引起岩石变质成麻粒岩或榴辉岩引起的。应力模式有四种假设：①张力作用下正断层产生的地壳楔沉降；②挤压力作用下隆起前缘的均衡下降；③地壳扩张时，由于下部地壳拉伸减薄引起脆性上部地壳的破裂下沉；④由于平移或转换断层引起的地壳的局部沉陷。

对盆地进行成因分类的方案很多，最多见的是从挤压、拉张与剪切三种应力出发对其进行分

类；或结合沉积特征分为断陷型、拗陷型；或强调初始原因分为裂谷型、前陆型；或强调综合成因分为叠合型、复合型；或强调构造位置划分为陆内、陆缘和大洋盆地等。之所以分类方案很多，原因是沉积盆地的形成多是综合作用的结果，一种成因机制往往是另一种机制的延伸，很难截然将它们分开。近年来国际上的盆地分析特别强调初始原因，这里我们也是从初始原因出发来讨论盆地的成因类型，主要参考了 Allen（1990）的分类，把沉积盆地分为伸展型、挠曲型和走滑型三类，尽管这种分类还存在很多缺陷，但基本上可以高度概括盆地的所有类型。

4.2 伸展型盆地

顾名思义，伸展型盆地是指在岩石圈伸展背景下发育的盆地，一般以地壳变薄、负布格异常为其主要特征。究其力源，又分为热力驱动的伸展作用、应力驱动的伸展作用和重力驱动的伸展作用。前者又以普遍有火山活动为特征，这就是一般分类中的裂谷型盆地；应力驱动的地壳伸展即一般所讲的拉张盆地，但这类盆地数量不多，大量的陆内和陆源盆地属于在重力驱动下地壳的蠕动拉伸，被动陆缘盆地是其中最具代表性的。

4.2.1 变形方式与基本特征

节理和断层是岩石脆性变形的证据，褶皱则是岩石脆塑性或塑性变形的证据，它们都取决

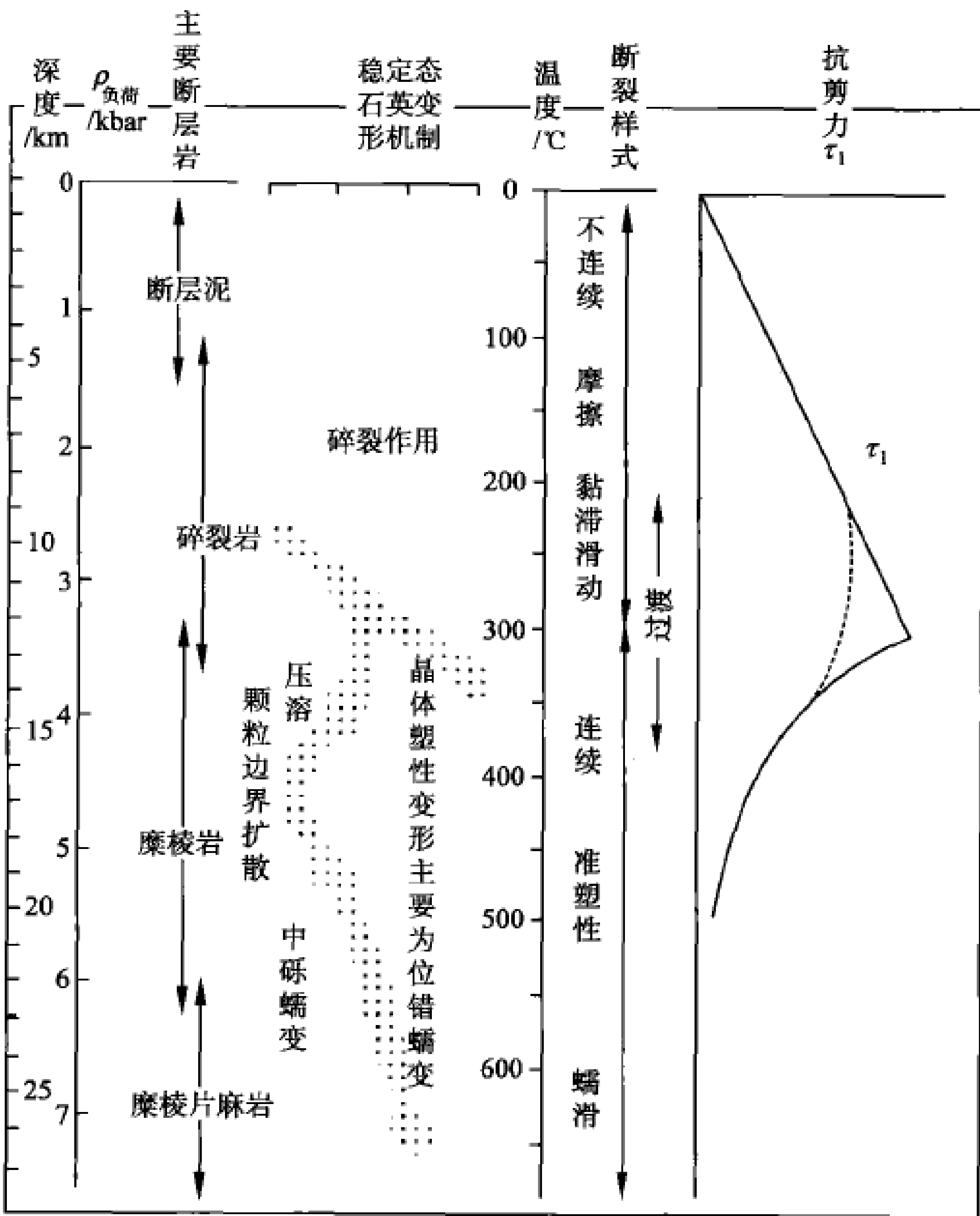


图 4-1 表示陆壳大断裂带主要的石英变形机制的概念模型

(Sibson，1983)

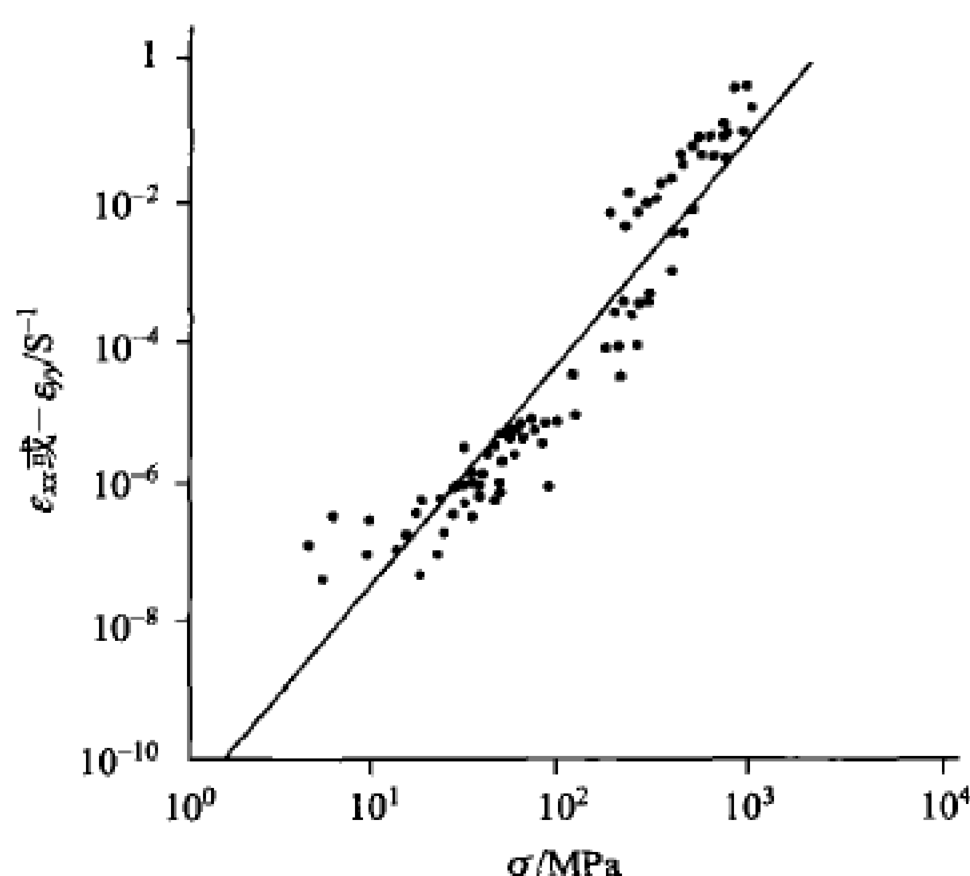


图 4-2 橄榄石在 1400℃时位错蠕变率与应力的实测关系
（Ashby and Verall，1977）
在室内实验中，干燥橄榄石近似服从按三次幂函数规模变化的流变特性

于温度压力条件和应变速率。图 4-1 为试验得出的石英在地壳不同深度温压条件下的变形特征，在正常地温梯度下，脆性变形向下延到 12～13km，半塑性的（韧性）以位错蠕变为特征的变形大概位于 12～23km 的深度；再往下，当温度大于 450℃之后完全是连续的塑性变形（Sibson，1983）。图 4-2 为橄榄石高温实验研究，在 1400℃的温度下，干燥橄榄石的位错蠕变率 ε_{xx}（或 ε_{yy}）相当好地符合于按三次幂函数规律变化的流变学特征（Ashby and Verall，1977）。

物质的平衡状态决定于温度（T）、压力（P）和密度（ρ），当密度一定时，主要取决于温度和压力。二者主要是通过岩石的体积变化而产生应力和应变；温度的效应更为明显，100k 的温度变化会引起 300MPa 的压力变化。但二者引起的应变方向相反，负荷引起水平拉张，热效应则产生压应力；由侵蚀引导的弹性作用使地表受到挤压，而热作用使地表产生张裂。岩石圈中的热一部分为放射性元素产生的地表热流，年龄大于 250Ma 的地壳，平均地热流为 $50mW/m^2$，年轻地壳平均为 $77mW/m^2$；一部分为来自软流圈的基底热流，约为地表热流的一半，即 $25mW/m^2$。统计表明，初始岩石圈厚度与地表热流数值相符（Spohn and Chubert，1983），可见温度是岩石圈应变的重要因素。

岩石圈伸展作用方式可以是纯剪切应变，也可以是简单剪切应变；可以是均匀应变，也可以是非均匀应变。图 4-3 中，纯剪应变中 X 方向的剪切应变由 φ_1 来度量，Y 方向上的剪切应变由 φ_2 来度量。如果 $\varphi_1=\varphi_2$，即固体没有发生旋转（旋转角 WZ＝－［$(\varphi_1-\varphi_2)/2$］，称纯剪切应变；如果 $\varphi_2\neq\varphi_1=0$，这时固体发生了旋转，称为简单剪切应变。如果地壳与壳下岩石圈的伸展量是相同的，则称为均匀伸展；反之则称为非均匀伸展应变，而且后者的伸展量往往随深度的增大而增大。纯剪切是地壳上部脆性变形的特征（机械伸展作用），如果变形是均匀伸展，就形成对称型构造样式，如对称的地堑、地垒构造；简单剪切常伴随着下地壳的韧性剪切，从而形成非对称的伸展构造。典型的情况可以形成仅上地壳发生伸展变形［图 4-3（a）］的外带，和一个上下地壳都发生伸展作用［图 4-3（b）］的内带。外带只有上地壳减薄产生的初始沉降，而没有热沉降；内带既有初始构造沉降，也有后来的热沉降。活动开始后的 8～10Ma 热沉降开始，肩部出现隆起并有砾岩形成，且伴随着范围很大的不整合分布。故可将沉陷分为早期的机械沉陷和晚期的热沉陷两部分，但必须假设岩石圈的伸展量是地壳伸展量的 2.5 倍，其热源被解释为是由岩石圈中小规模的二次对流所引起。

因为在地壳伸展时上地壳以机械变形为主，主要造成脆性破裂；下层以韧性剪切变形为主。所以上地壳的伸展量要比下地壳小得多，故主断裂会向下变缓而呈铲式，再往下会形成近水平滑脱断层，剖面上会表现为向一个方向收敛的帚状或倒帚状构造样式（图 4-34）。

地壳破裂总是从上层向下层发展，所以早期以脆性破裂变形为主，后期地壳向下延伸才转变为以韧性变形为主。因而一般伸展型盆地都表现为早期断陷、晚期拗陷两个明显的发展阶段；早期盆地的翼部可在后期沉降时被剥蚀，盆地不断向边缘扩展超覆，盆地的面积可相应地

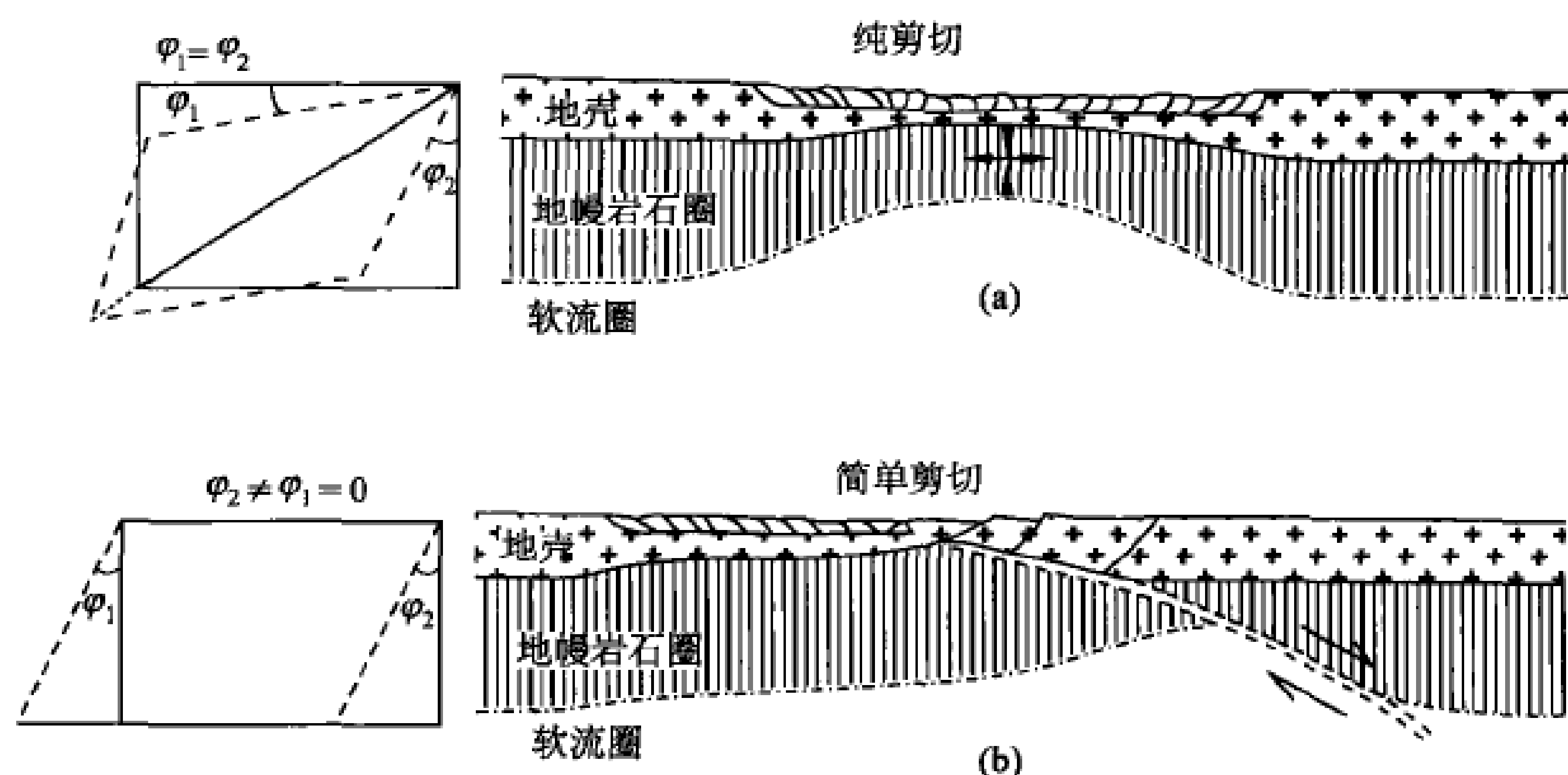


图 4-3　裂谷应变模型

(Buck et al.，1988)

(a) 示纯剪切几何模型，其上部为脆性层，下部为韧性层，伸展岩石圈的横剖面呈对称形状，伸展时可以伴随着岩浆入侵所产生的膨胀作用；(b) 示简单剪切几何模型，发育有贯穿整个岩石圈并一直延伸到软流圈内低角度滑脱层，将岩石圈分为上下两个部分，即上盘和下盘，下岩石圈的减薄沿滑脱面发生转移，因此表示岩石伸展作用的横剖面为极不对称的形状

扩大 3～5 倍，甚至更大。这是伸展型盆地普遍存在的两个特征。

伸展型盆地虽然多表现为断、拗相结合的构造样式，但因初始原因不同，进一步可将伸展型盆地分为裂谷型和一般伸展型两大类。前者起因于热力驱动，往往边界断裂陡倾，沉降速率与拉张量大，高热流异常（常大于 2HFU）；平面上呈沉降轴位于盆地中心的近对称拗陷。而一般伸展型盆地起因于重力滑动，故相应地沉降速率小，热异常数值小，常表现为向一个方向伸展量不断增大的斜坡状拗陷。

有人主张将裂谷盆地分为主动和被动两类，前者是由于地幔隆起导致裂谷盆地的发育，后者是由于地壳伸展减薄而引起部分地区的地幔隆起，并进一步发育成裂谷盆地。虽然起始原因不同，但二者的构造样式和沉积序列基本相同，被动裂谷的早期伸展阶段的沉积层序多被掩埋或破坏，故在实际应用中很难区分。龚再升等（1996）把中国近海的莺歌海盆地、琼中盆地、珠二盆地、浙东拗陷和渤中拗陷称为主动裂谷盆地，以沉降与拉张量大和热流值高为特征；认为黄海盆地、除渤中拗陷以外的渤海湾盆地和北部湾盆地属被动裂谷盆地。这些所谓的被动裂谷盆地可能属于 Allen（1990）所主张的发育不完全的裂谷盆地，故沉降速率小，热异常值低。Allen 认为，如果热源不足，所产生的张性偏应力就较小，无力克服岩层强度而产生破裂，或者热源供应中断，那么隆起和沉降就会在无裂隙的情况下进行，他认为拗陷实际上是发育不完全的裂谷盆地。

一般伸展盆地通常相对于被动陆缘盆地而言，Allen（1990）认为均属于裂谷盆地的进一步发育，并以大西洋边缘为例来说明。实际上这只是中生代以来的情况，古生代的许多被动陆缘盆地常常以机械伸展为主，裂谷活动既不是初始原因，活动也不普遍，如二叠纪至早中三叠世的华南海盆，一致从西向东加深，虽拉开了许多以发育放射虫硅质岩为特征的深海槽，但火山活动并不发育。所以对一般伸展型盆地而言，机械伸展是其主要原因。根据其构造特征又可以分为两类，即被动陆缘盆地和陆内伸展盆地。后者可看作前者的远程效应，因位于陆内，部分盆地的基底又是克拉通地块的伸展，故伸展量小，岩相、厚度变化缓慢，构成了所谓的陆表

海盆地。石炭纪时的鄂尔多斯-祁连盆地就是典型的陆内伸展盆地（图 4-12），它呈东西向从鄂尔多斯横跨祁连山造山带直达阿尔金北缘，厚度由北而南加厚，走向上岩相、厚度差异不大，显然是地壳自北向南伸展的结果。

克拉通盆地的成因是一个没有完全解决的问题（赵重远等，1990），一般称作简单拗陷盆地或碟形拗陷盆地，但实际上所有克拉通盆地都以正断裂组成的张性构造为特征，故可以将其称为克拉通型伸展盆地，如华北早古生代陆表海盆地就是由于华北克拉通一致向东伸展减薄所致。

4.2.2 裂谷盆地

裂谷是众所周知的地壳拉张区，以地壳薄、负重力异常、高热流值和火山活动为特征。多主张是地幔热柱或热席对岩石圈底侵作用的结果。初始原因是由于软流圈物质上涌，上覆岩石圈隆起，上地壳拉张断陷，下地壳及壳下岩石圈蠕变伸展（细颈化）而形成盆地沉降；晚期上涌的热地幔物质冷却收缩或发生相转换，引起岩石圈挠曲变形而形成拗陷型盆地，盆地沉积向两侧超覆，早期的肩部隆起可在侵蚀作用下完全消失。

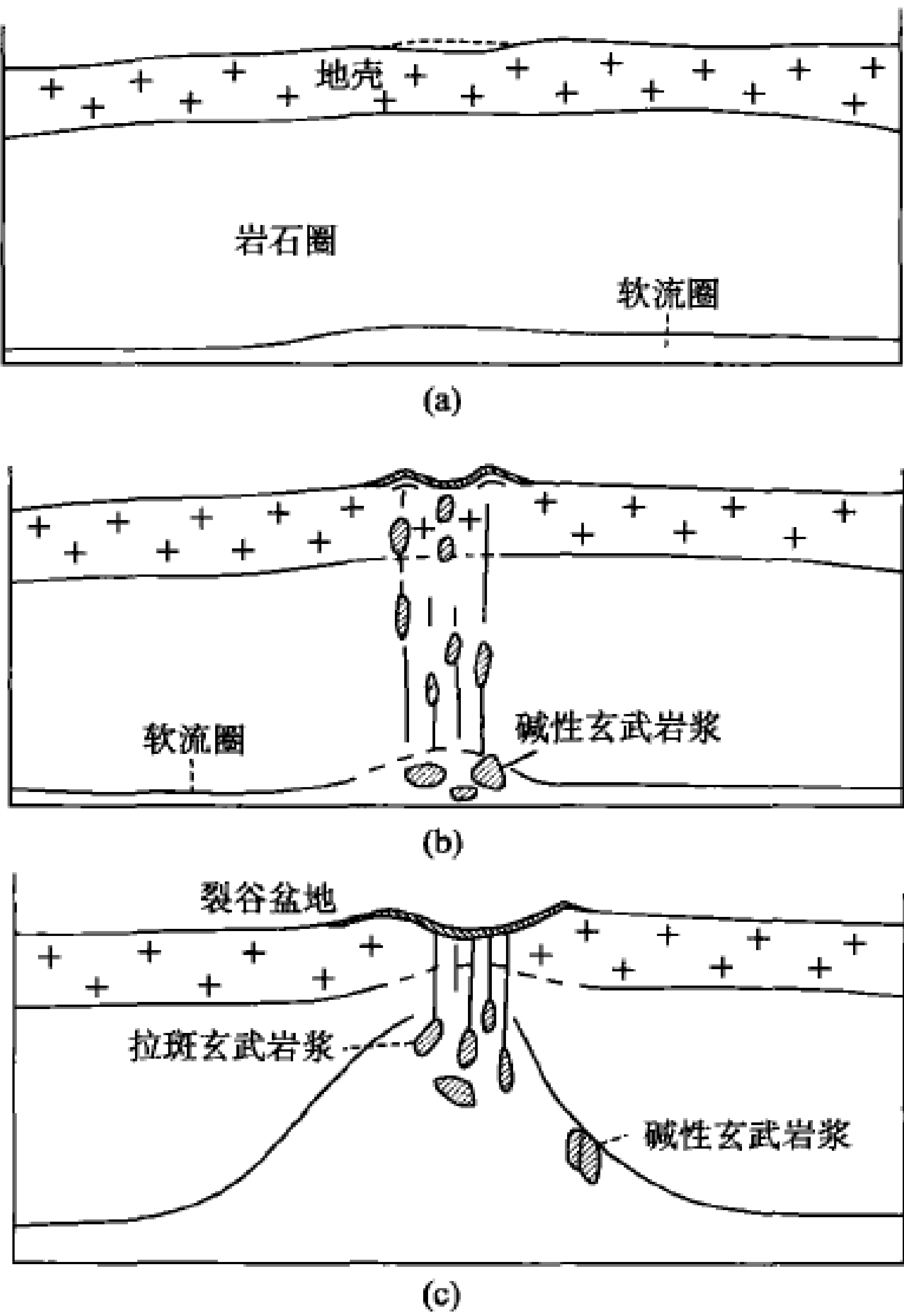


图 4-4　主动裂谷演化阶段示意图

值得指出的是，软流圈物质上涌并不一定都会形成裂谷盆地，例如所谓的大洋裂谷都是高出海底 2.5km 的隆起，这取决于岩石圈热膨胀部分与周边地区的压力差（偏应力）。类似情况在大陆上也存在，如印度德干高原、巴西高原和我国著名的攀西裂谷都处于隆起状态。地壳厚度的不同也是一种限制条件，故火山活动的有无和强弱都可能不同，既表现为火山强烈活动的穹隆型，如东非裂谷、莱茵裂谷、贝加尔裂谷和北美里奥格兰德河裂谷；也可以表现为深拗陷型，如死海盆地等。

裂谷一般经历三个演化阶段，第一阶段，由于地幔底辟上拱引起区域性的隆起［图 4-4 (a)］，在隆起顶部可因均衡和张裂作用形成沉积盆地，因无边缘隆起伴生，一般呈碟型，以细粒碎屑沉积为主；第二阶段因地幔底辟的进一步上拱，或热柱的活动性增强，岩浆沿边界断裂上升，引起裂谷肩部隆起，故形成粗碎屑沉积［图 4-4 (b)］；第三阶段，随着地幔底辟的进一步扩大，地壳伸展减薄，沉降加剧，盆地向外扩展，由于远离物源区，沉积物颗粒变细，甚至出现未补偿沉积［图 4-4 (c)］。后期已属于盆地的萎缩阶段。

拉张不整合的存在也是这类盆地的一个重要特征。E. B. Артюшков 和 M. A. Безр (1983，1984）在研究了乌拉尔、阿巴拉契亚和斯堪的纳维亚褶皱带之上的裂谷盆地之后指出，典型的裂谷盆地应在地层剖面中存在拉张不整合或称简单不整合。他们认为，在裂谷拗陷中，黏性拉张看来是从深度 8～10km 开始的，地壳裂开后，由于岩石圈下部的变热部分在拉张时以黏性形式形变，上部则是脆性形变。块体之间的距离随着拉张的进行而不断增大，为保持动力学上

的稳定和表面最小的潜在热能，地壳上部的脆性部分就力争填满拉开的空间，从而形成一系列随深度增加而倾角变缓的犁式断裂。其结果就是，块体顺着犁式断裂的滑动导致这些块体逐渐倾斜，从而使拉张前形成的沉积层扭转了一定的角度。拉张结束后，块体扭转停止，这时形成的沉积层是水平的，因而拉张后和拉张前形成的沉积层之间便出现了具有 Q 角的角度不整合，这种不整合就是拉张不整合（图 4-7）。我国华北盆地古近系、新近系之间的不整合（有人称华北运动）可能就属于这种拉张不整合（车自成等，1987）。

渤海湾盆地（图 4-5）是一个典型的裂谷盆地，盆地是随着地幔隆起而下沉的，拗陷区的岩石圈厚度可以按 80km 圈定，热流值可按 1.4～1.8HFU 圈定（图 7-8 和图 7-9），伴随着张裂普遍有基性火山喷发，典型的堑垒构造样式和负布格重力异常等都是一般裂谷盆地的共同特征。

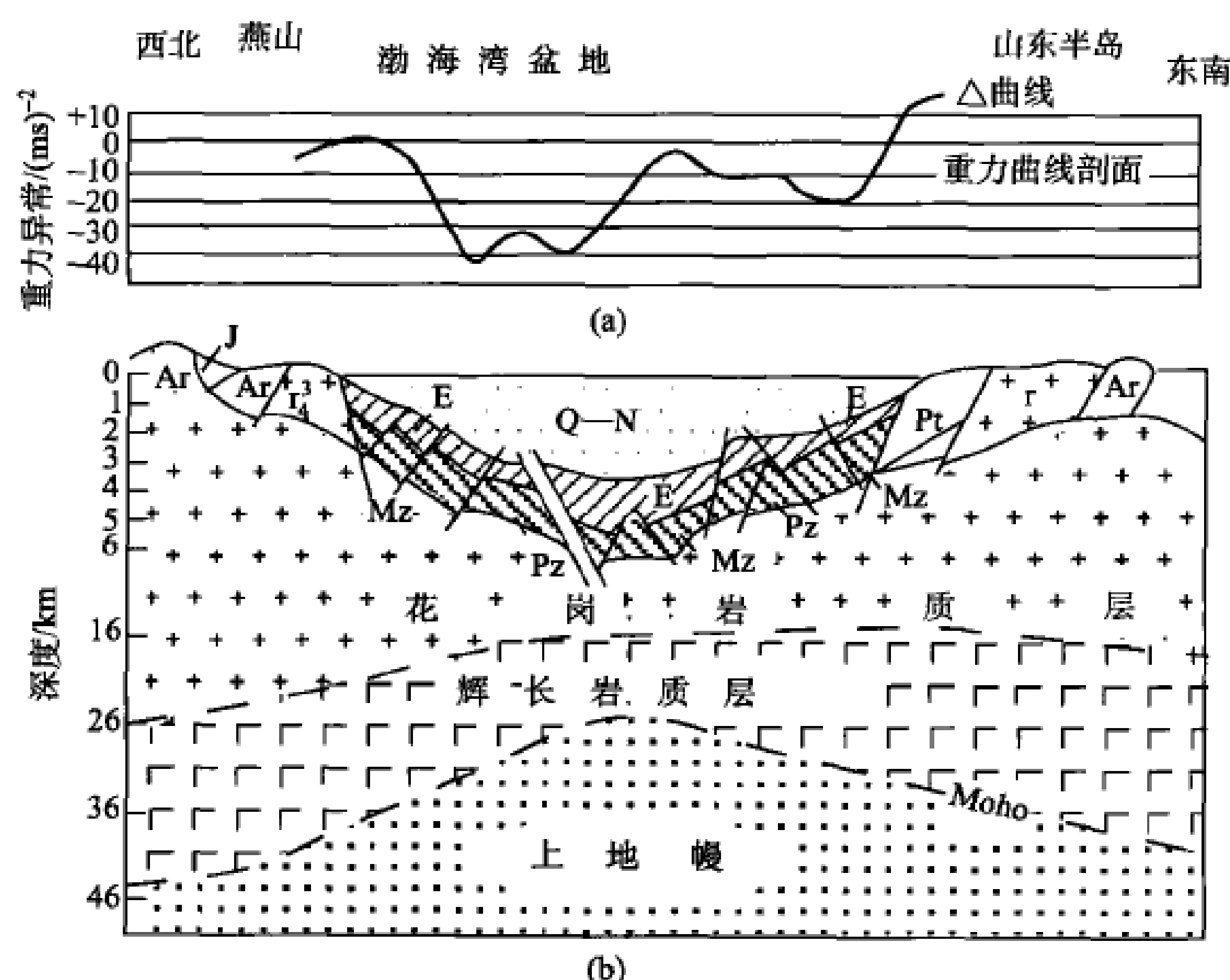


图 4-5 渤海湾地质、地震、重力剖面图（华北油田）

西欧北海盆地（图 4-6、图 4-7）成因可能与渤海湾盆地类似。盆地基底为泥盆-石炭系海相磨拉石与碳酸盐岩建造；二叠纪至三叠纪因陆缘伸展而沉陷，形成碎屑岩、碳酸盐岩和蒸发盐建造；裂谷（维京裂谷）活动主要在侏罗纪，高峰是晚侏罗世，块断和火山活动剧烈，主要生油岩也是晚侏罗世发育的海相泥岩；白垩纪为盆地拗陷阶段；自新近纪以来的下陷则与区域沉降作用有关。

4.2.3 被动陆缘盆地（陆缘伸展盆地）

一般把大陆边缘分为被动陆缘和活动陆缘两大类，被动陆缘即大西洋边缘，认为都起源于大陆分裂，下部为陆相裂谷期沉积层序，上部为裂谷期后浅海相沉积层序。但是，世界上无论是被动陆缘还是活动陆缘，都一致向大洋方向减薄，从而使 1/2 的沉积物都堆积到大陆边缘地区。因此，大陆分裂时期的裂谷活动可导致陆缘地壳伸展减薄，但更普遍的可能是机械伸展作用，是由于陆壳与洋壳间的应力差而导致陆壳一致向洋壳伸展，在伸展变形过程中必然有些地区会出现裂谷活动，后者又进一步促进了这一作用的进行。

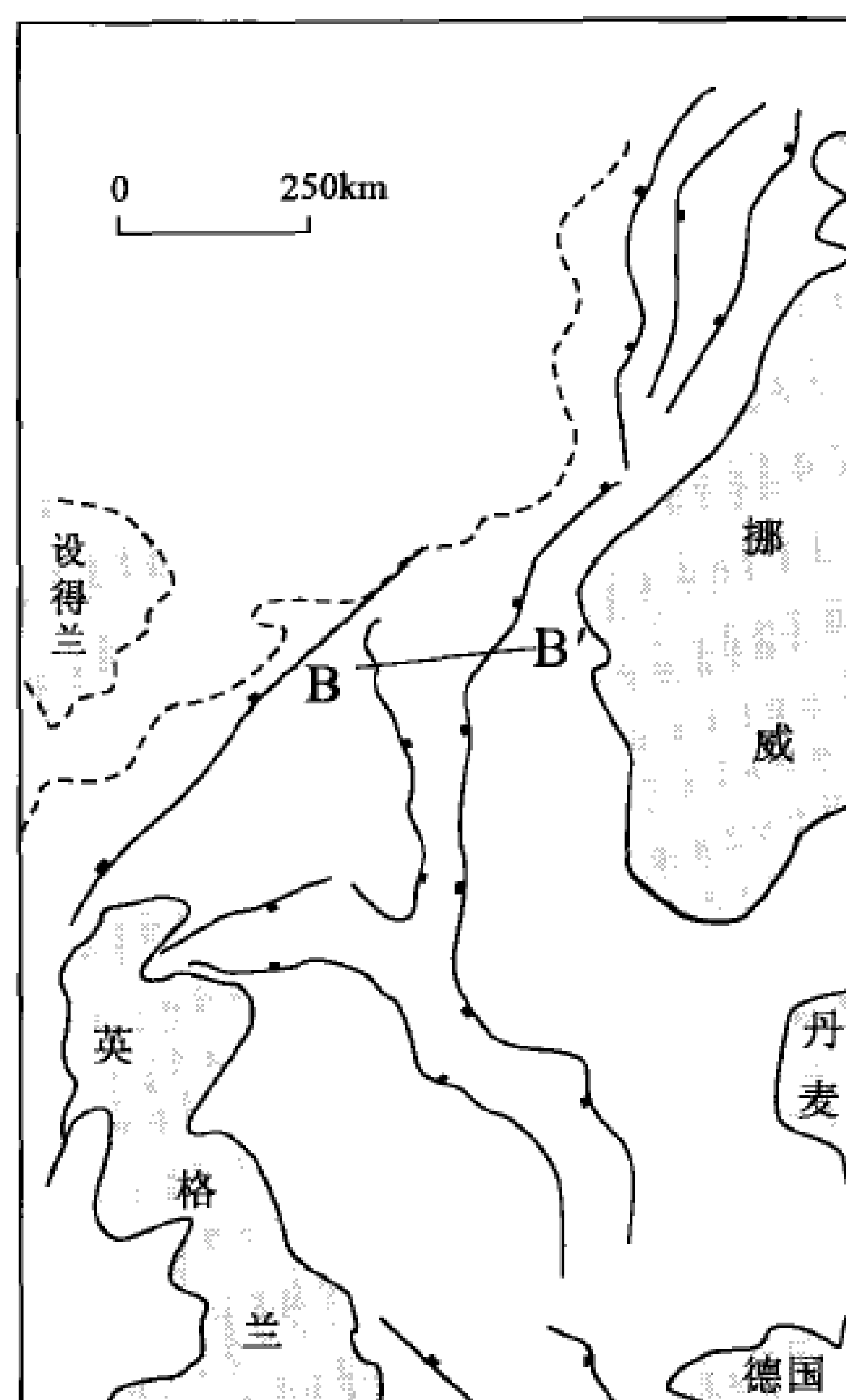


图 4-6 西欧北海盆地构造位置

(Allen et al., 1990)

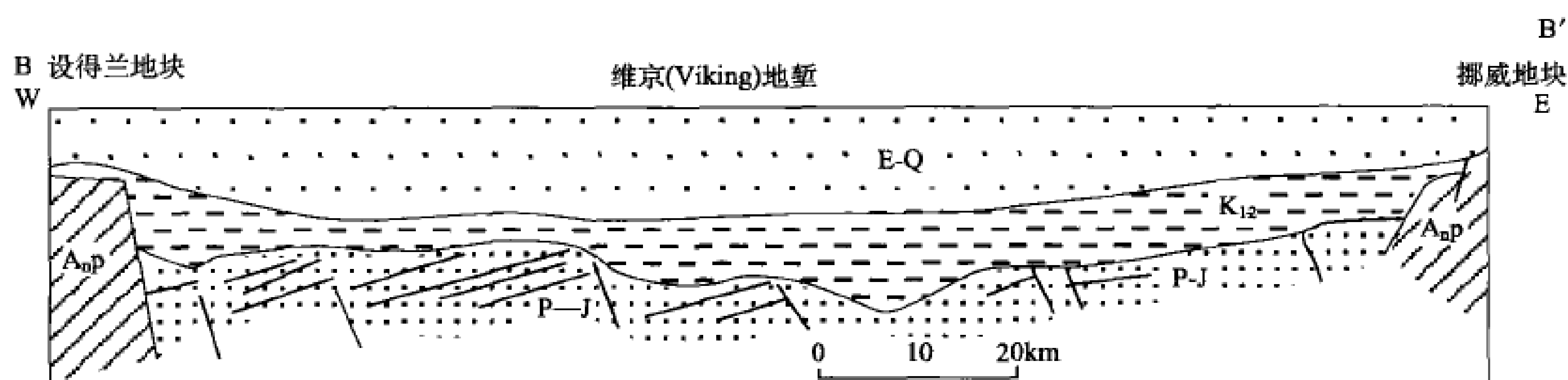


图 4-7 西欧北海盆地构造剖面

(Allen et al., 1990)

被动陆缘的成因机制可归结为下列三类。

1. 蠕变拉伸

多道地震反射剖面表明，一些大陆边缘下伏有铲式张性断裂系，在图 4-8 的比斯开湾剖面上可看到张性断裂向外扩展而形成翘倾断块，它发育于侏罗纪至早白垩世期间（约 140Ma）。

蠕动是这样进行的，陆壳、洋壳形成的最初阶段，大陆岩石圈与大洋岩石圈接触面［图 4-9（1）Sc 面］两侧的压力不同，估计大陆侧压力（P_c）比大洋压力（P_o）高出 8×10^5Pa 左右（Boillot，1979）。这时，陆壳下部物质可能自高压带向低压力带蠕动（hot creep），引起相应的大幅度地沉降［图 4-9，(2)］。

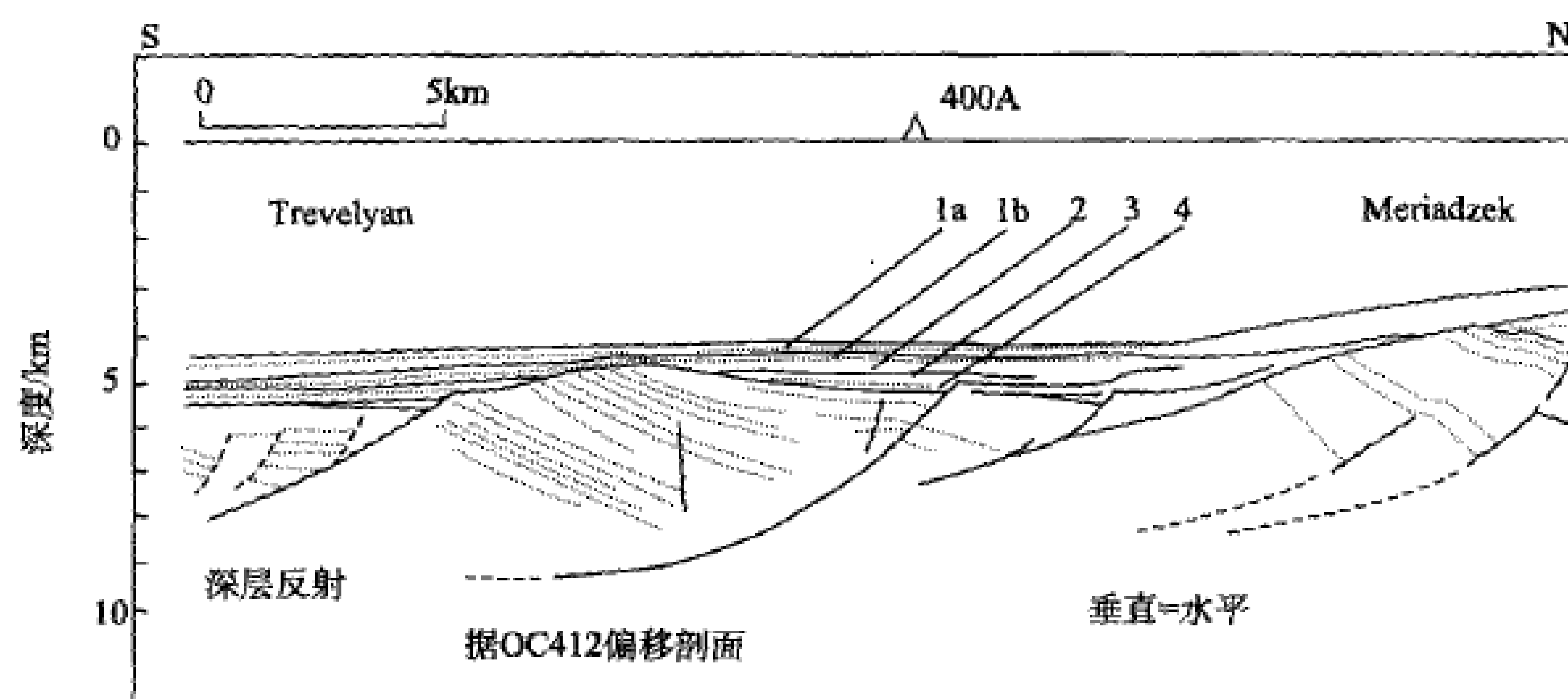


图 4-8 横穿 Armorican（比斯开湾北部）大陆边缘下部 OC412 地震反射剖面

（Montadert et al.，1977；Le Pichon and Sibuet，1981）

1a. 第四系-上新统；1b. 上新统-下中新统；2. 中新统-上古新统；3. 马斯特里赫特阶-坎潘阶（K_2^2）；4. 阿尔比阶-阿普第阶（K_2^1）（Montadert et al.，1979）

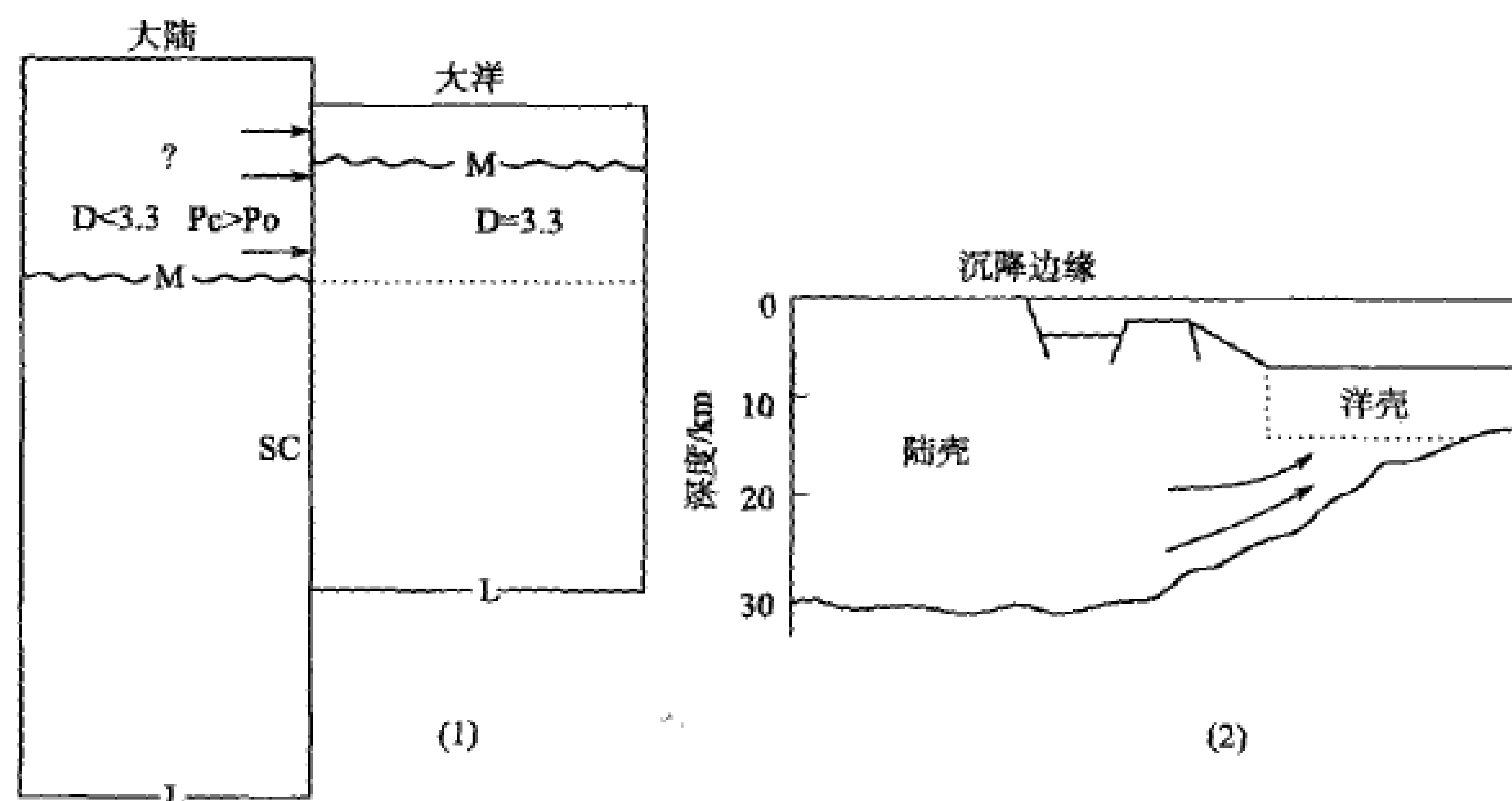


图 4-9 大陆边缘的热蠕动

（Boillot，1979）

D. 密度（g/cm³）；Sc. 等压面

2. 沉积载荷引起的沉降

根据巴布诺夫（Bubnoff，1954）、别洛乌索夫（1962）、费希尔（1973）等的研究，岩石圈被水覆盖的部分，由于水体本身的负荷将使岩石圈产生相当于水深度的 23% 的沉降量。如果水被沉积物所取代，相应地要使负荷增加。未固结的沉积物大约是由同体积水所引起负荷的两倍，从而引起沉降量增加一倍。随着沉积厚度的增加，压实作用开始发生，沉积物密度增加。密度增加本身虽不能引起负荷的进一步增加，但因压实而多出的空间却可以容纳更多的水和沉积物，从而又增加了负荷。图 4-10 是美国密歇根盆地累计沉降（巴布诺夫）图，图中递增的沉降作用被分解为一个尚未判明原因的原生成分及由于水和沉积物的负荷引起的次生效应。图中表示，在 5000 多米的沉降幅度中，近 3000m 是由于水和沉积物的负荷作用造成的。

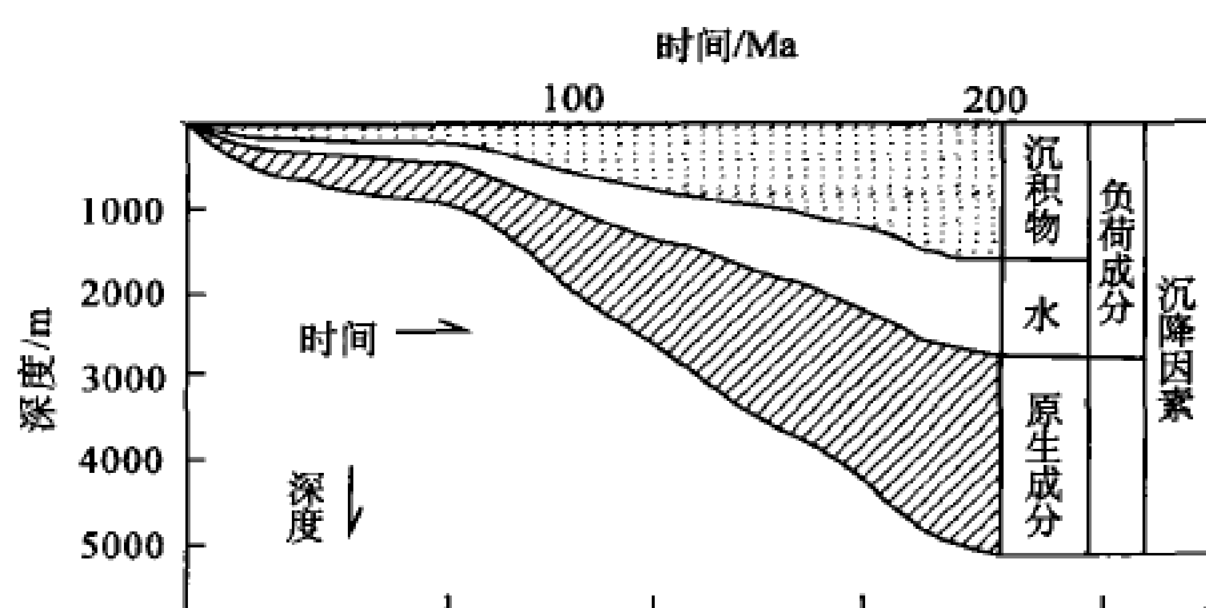


图 4-10　密歇根盆地的负荷因素
（费希尔，1973）

3. 下地壳及地幔岩石圈中的相变

因为从辉长岩到榴辉岩，或从榴辉岩到辉长岩的转化分别会造成体积的收缩和膨胀（实验测定，榴辉岩转变为辉长岩体积至少膨胀 10%）。深处的收缩可以产生地表上的沉降；而深处的膨胀则可能产生地表上的上升。深处的膨胀又会引起 Moho 面向下迁移，从而造成地壳加厚并继之均衡上升；深处收缩会引起 Moho 面向上移动，从而引起地壳减薄并继之均衡沉降。

大西洋型被动陆缘伸展盆地一直被作为被动陆缘的代表，一般认为它的形成与大西洋的张开有关，经历了从大陆裂谷到大洋的转变，故一般将其演化分为三个或四个阶段（图 4-11）：大陆裂谷→过渡型裂谷（红海型→窄大洋型）→大西洋。大陆裂谷阶段一般均以河湖相碎屑岩沉积或火山碎屑岩沉积为主；红海型裂谷主要以蒸发岩沉积为特征；窄大洋期间因裂谷肩消失，碎屑物可搬运至深海盆，从而在深水区形成浊积与半远洋沉积的互层；大西洋阶段主要在陆基上形成厚层浊积和以细层理为特征的平积层。在红海与窄大洋阶段因水域窄，循环不畅，是烃源岩形成的有利时期，而且前者优于后者（与稀释有关），窄大洋阶段也是大陆架上生物礁形成的有利时期。

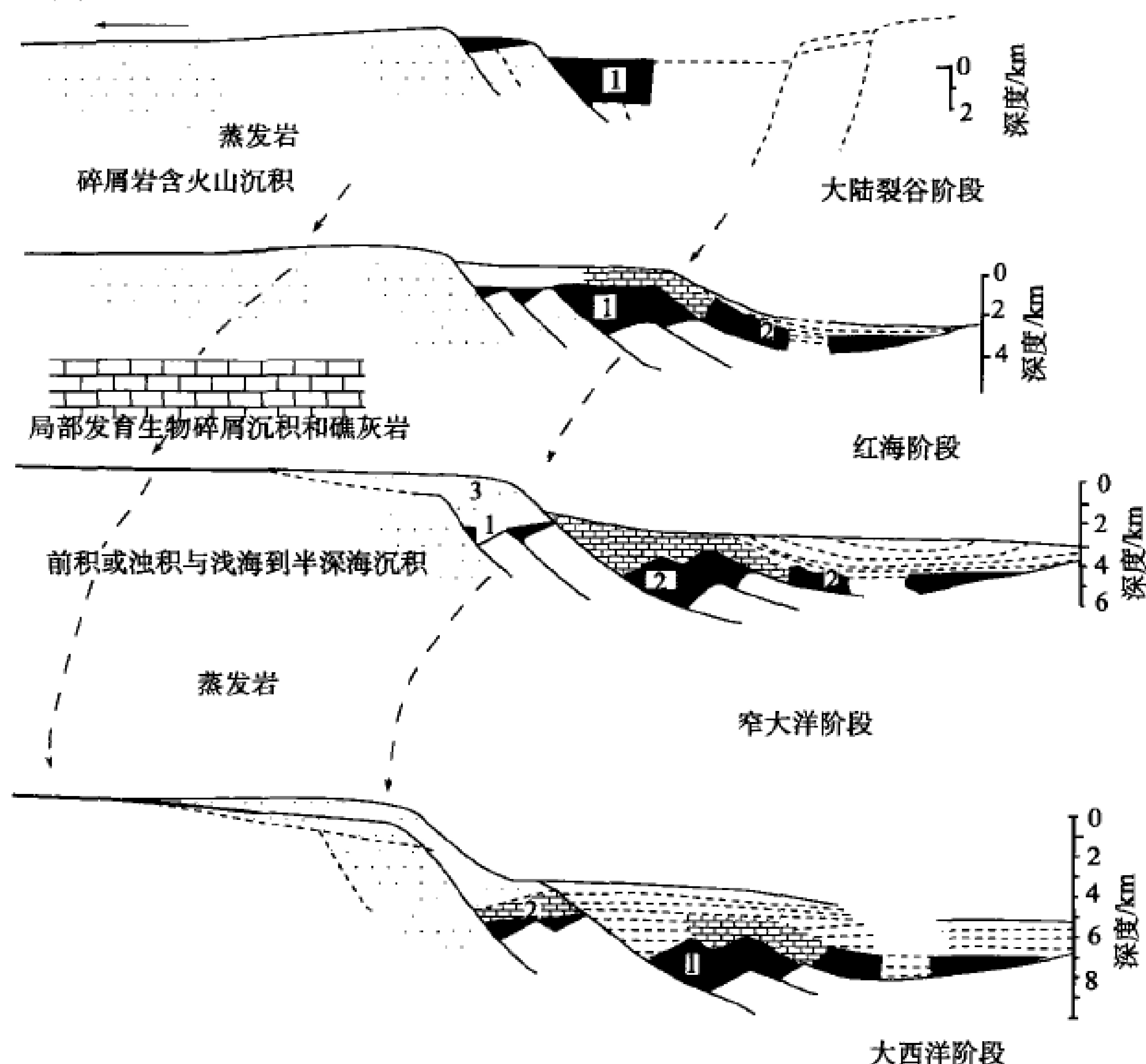


图 4-11　被动大陆边缘演化的四个主要阶段（以欧洲大西洋边缘为例）
（Boillot，1981）

因为大西洋型被动陆缘不少是以稳定克拉通地块为基底，故有人把克拉通也作为其发展的一个阶段来考虑，以巴西为例，裂谷期发育晚侏罗世河湖相沉积，烃源岩主要发育在早白垩世阿普第期到晚白垩世桑托期。

4.2.4 陆内伸展型盆地

陆内伸展盆地是在陆内隆起背景下形成的伸展断陷盆地，这类盆地的最大特点是：常常横跨不同的构造单元，可切过造山带而与克拉通盆地连为一体。例如，经加里东运动后在华北西南缘隆起上发育的鄂尔多斯-祁连石炭纪盆地、印支运动后中国西北的早-中侏罗世盆地。

1. 鄂尔多期-祁连石炭纪盆地

图 4-12（a）是早石炭世贺兰-祁连盆地，呈东西向从贺兰山南段横跨北祁连直达南祁连西段，均以近海沼泽相含煤沉积为主，仅东段的厚度大于西段。随着地壳进一步向南伸展减薄，到中晚石炭世时期［图 4-12（b）］，贺兰-祁连盆地向东与整个鄂尔多斯盆地连为一体，向西延伸到阿尔金北缘。岩相、厚度均呈南北向变化，由北部的河流、三角洲相过渡为南侧的滨海相，再向南转变为西秦岭-南祁连浅海至次深海盆地。这显然与东昆仑洋在石炭纪的分裂活动有关，但属于远程效应，加之一部分盆地的基底是克拉通地块的伸展，故除西秦岭与南祁连南缘有裂谷活动外，主要为岩相、厚度均一的陆相到滨浅海盆地。

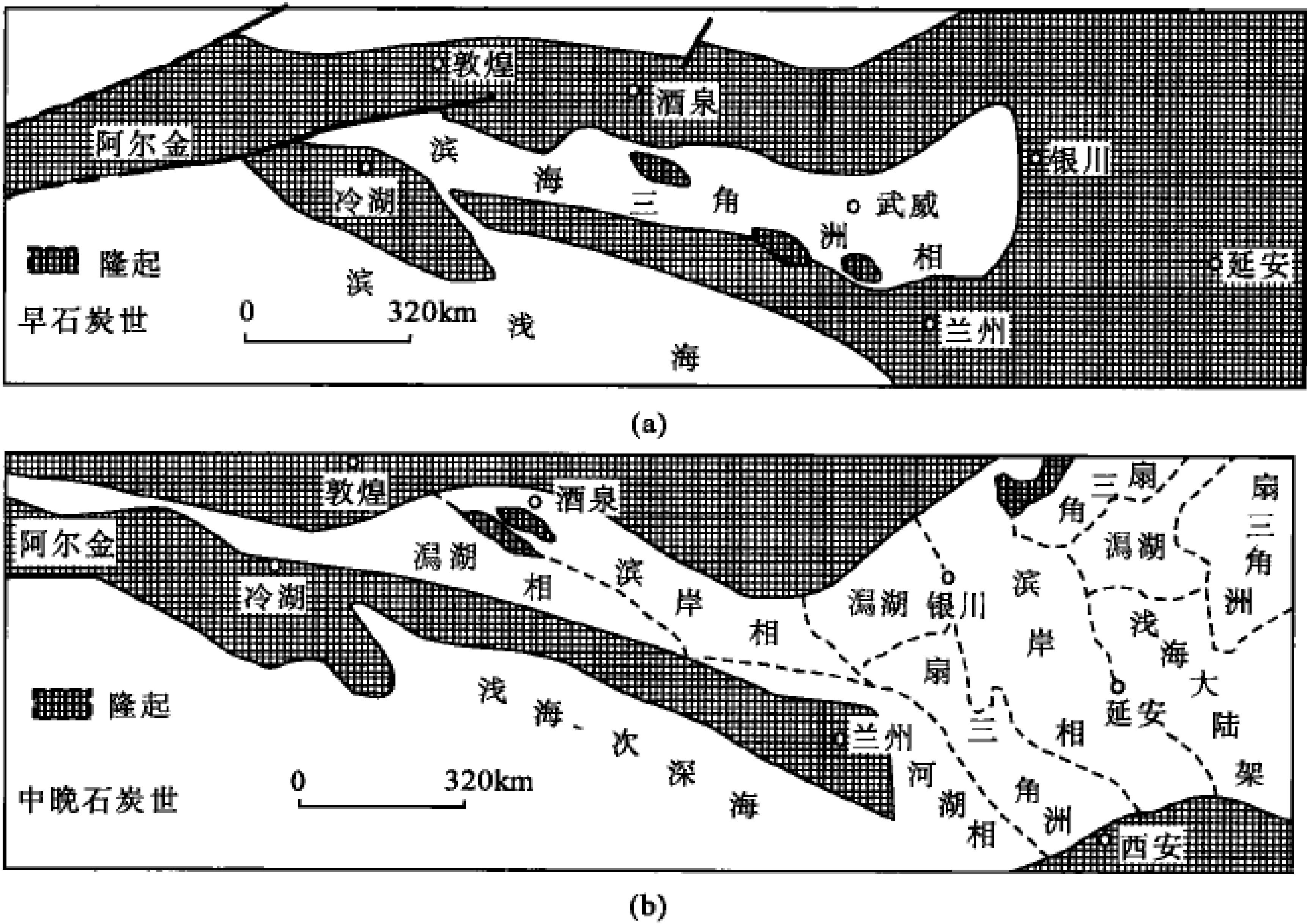


图 4-12 贺兰-祁连石炭纪盆地范围
（玉门油田、长庆油田、甘肃地质志和青海地质志）

2. 中国西北早-中侏罗世伸展型盆地

中国西北早-中侏罗世时期是个泛盆地沉积时期，分布着大大小小数十个沉积盆地。靳久强等（1999）认为早-中侏罗世西北地区整体上处于伸展环境，早-中侏罗世为伸展型断陷盆

地，中-晚侏罗世为挤压型拗陷盆地（当然也可能仅是断陷盆地从早期的纯剪切变形—简单断陷，到晚期的简单剪切变形—拗陷，见上文）。早期的盆地可划分为克拉通盆地、山间断陷盆地、山前断陷盆地和剪切拉分盆地四种类型（图 4-13）。

陈发景和汪新文（2000）则将中国西北地区早-中侏罗世盆地分为缓断面伸展断陷盆地、陡断面伸展断陷盆地、克拉通盆地与克拉通周边盆地四种类型。同时指出，第一类、第二类盆地位于印支晚期造山带和印支晚期复活的古生代造山带的前缘，盆地形成起因于造山带地幔拆沉及其上部地壳的伸展垮塌作用，盆地规模不大，但烃源岩发育，地温梯度高，油气远景取决于后期的改造程度和叠加状况，可以潮水、柴北缘、雅干、额济纳旗、雅布赖、苏干湖和敦煌盆地为代表；第三类盆地为克拉通内盆地，具有冷的刚性克拉通基底，地温梯度低，达不到伸展断陷所要求的应变速率，后期受挤压挠曲作用程度低，烃源岩埋藏浅，油气远景不大，如鄂尔多斯西缘和准噶尔盆地中部；第四类盆地位于克拉通周边，属低应变速率的弱伸展断陷盆地，可以库车拗陷、焉耆盆地、吐-哈盆地和昌吉拗陷为代表，这类盆地烃源岩发育，地温梯度中等、埋藏深度和有机质成熟度适中，保存条件较好，有利于中大型油气田的形成。

4.2.5 克拉通盆地

首先一个问题是，什么是克拉通盆地？这一概念颇有异议，一种定义认为克拉通盆地相当于陆内盆地，这里所说的克拉通盆地仅指发育在克拉通地块之上的盆地而言。

克拉通盆地发育的一个重要事实是，明显受早、晚显生宙巨旋回的影响（Hag et al.，1988）。图 4-14 是全球主要克拉通盆地层序对比图，图中显示，一级旋回均与全球板块事件一致，如加里东早-中期的海侵，晚期或末期的海退；海西-印支早-中期的海侵，晚期的海退；中生代的海侵均从侏罗或白垩纪开始。沉降曲线常呈现“S”形，即低速→加速→减速→终止（图 4-14），与呈指数下降的热沉降与呈正弦形式急剧上升的前陆盆地沉降曲线明显不同。由此说明克拉通盆地的发育与两次泛大陆的解体关系密切，即板块的分裂与漂移是盆地初始形成的主要原因。因而不少人把盆地后期的隆起看作板块碰撞挤压应力在板内传递的表现，并认为前陆盆地与克拉通拗陷总是成对出现的。Sloss（1988）认为，北美克拉通盆地的加拿大部分是应力横向传递的结果，盆地与基底隆起的形成主要受碰撞构造的影响，而克拉通沉降时间和构造变形与前陆盆地也很一致。当然不一致的现象也是大量的，Allen（1990）对这种矛盾现象的解释是，大陆内部正在进行的变形作用及与板块边界相距甚远的地震活动是因两种力对黏性介质共同作用的结果。他认为：当大陆岩石圈强度大时，其变形作用主要受板块边界碰撞作用的支配；当强度小时，因难以承受由于岩石圈高程变化所产生的压力差，这样，由于地壳厚度变化所引起的驱动力就是岩石圈变形的主要支配力。正因为全球主要克拉通盆地的发育与显生宙几次大的大陆分裂活动有关，所以这里将克拉通盆地归入伸展型盆地系列。克拉通盆地仅指基底而言，并不构成一个独立的类型，就其成因来讲，虽与板块分裂有关，但自身还存在一些有别于其他盆地的成因特点。这主要体现在中心式拗陷克拉通盆地中，这类盆地外形呈碟形，也有人称其为均衡盆地。主要特点是下部为裂谷或裂陷式基底，上部叠加一个碟形拗陷，以莫斯科盆地（图 4-15）和美国密歇根盆地（图 4-16）为代表，后者下部的裂谷层序由厚达 5000m 的浊积岩构成，向上水体变浅。从寒武系至侏罗系厚约 4000m，以陆相及浅海相碳酸盐岩及蒸发岩沉积为主。中国的塔里木盆地应属于这一类型的克拉通盆地，它们共同表现为古生代至中新生代的长期拗陷，这仅用全球板块分裂来解释显然是不够的。

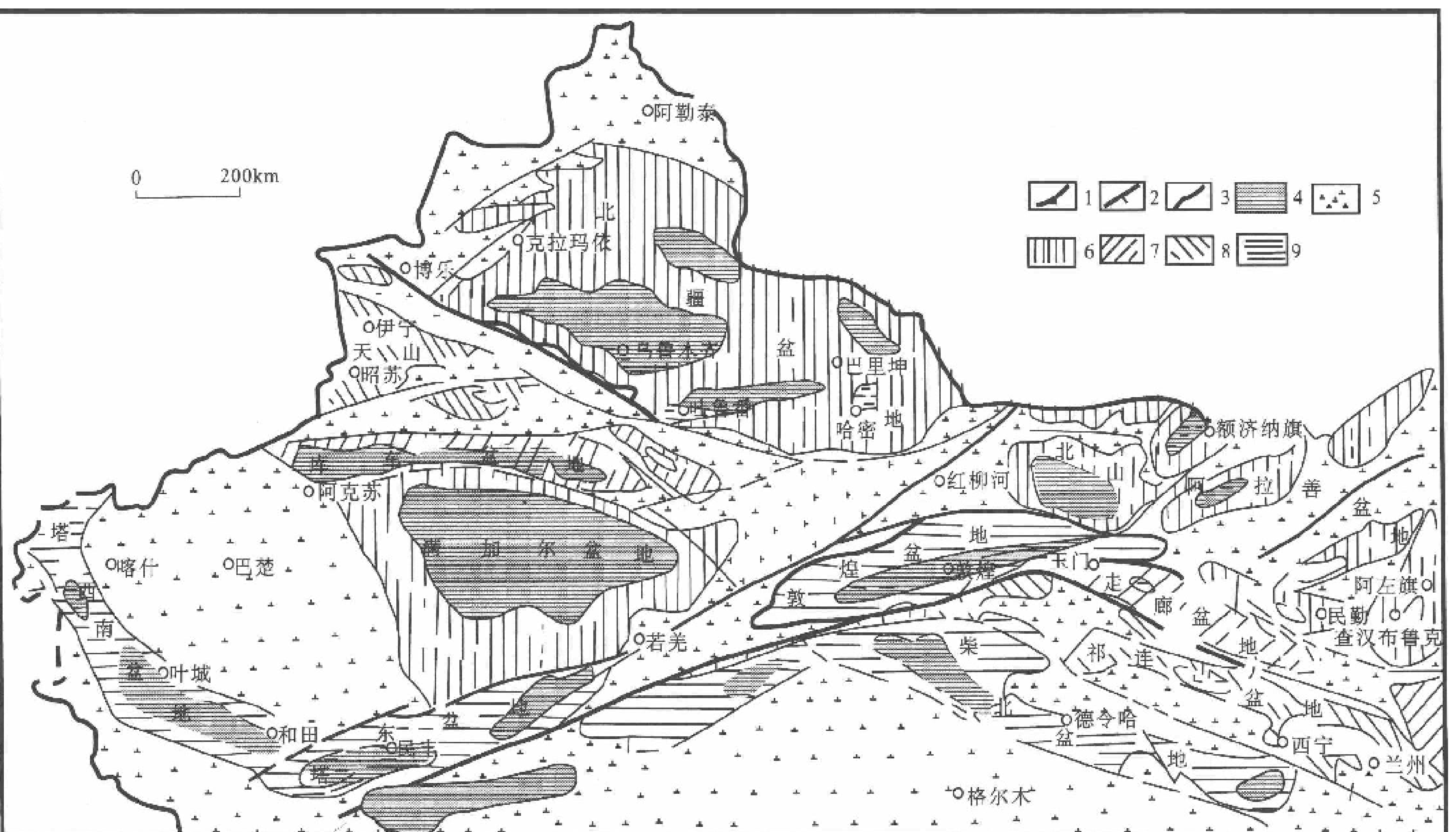


图 4-13 中国西北侏罗纪原型盆地类型与展布

（靳久强等，1999）

1. 断层；2. 推测断层；3. 盆地边界；4. 沉积中心；5. 剥蚀隆起区；6. 克拉通盆地；7. 山前凹陷盆地；8. 山间凹陷盆地；9. 剪切拉分盆地

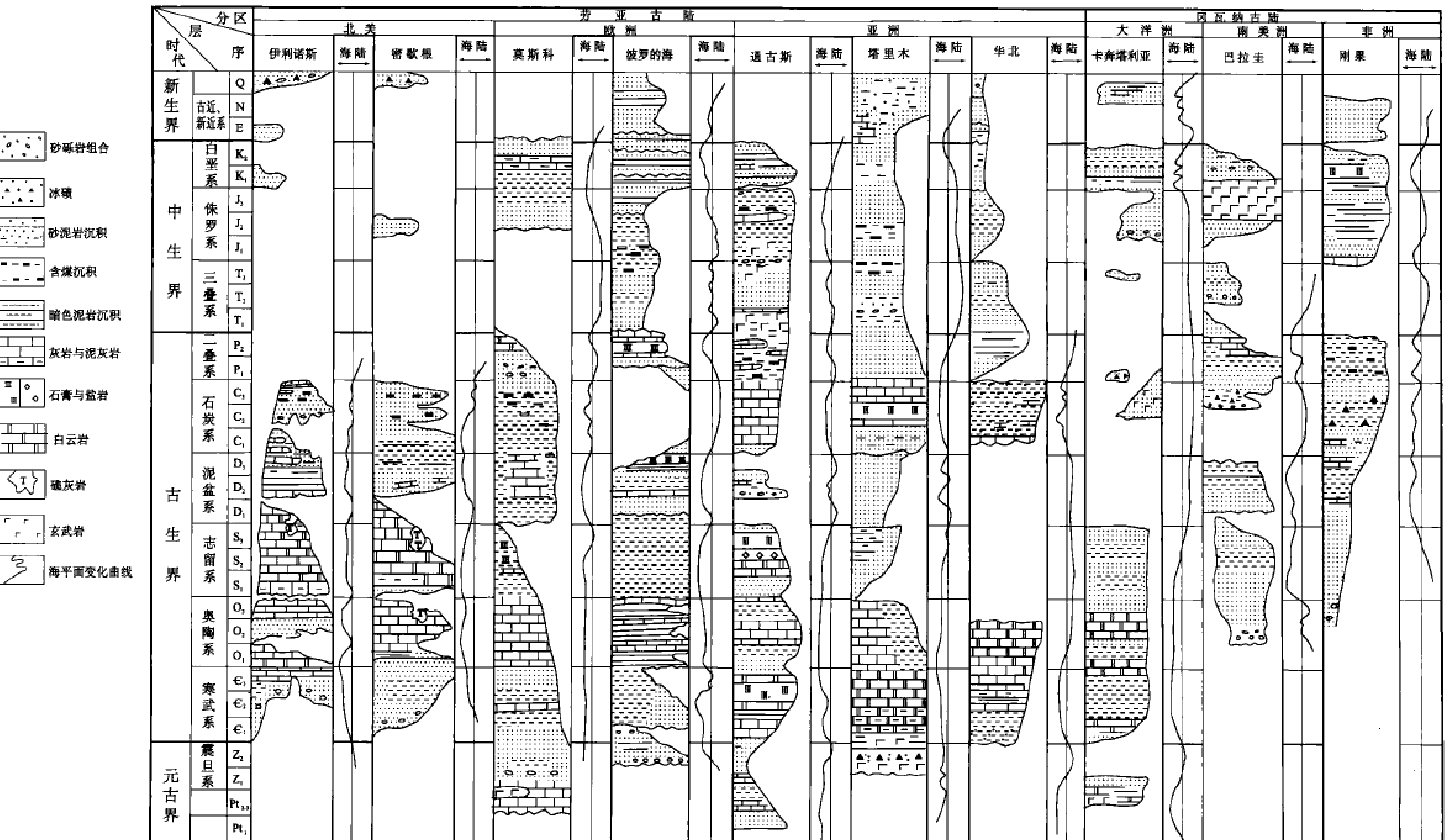


图 4-14 全球主要克拉通盆地层序对比图

(Buschbach and Kolata, 1991; Catacosinos et al., 1991; Unmiskek, 1991; Zalan et al., 1991; Thomas et al., 1991; 塔里木油田, 1994; 华北油田, 1990)

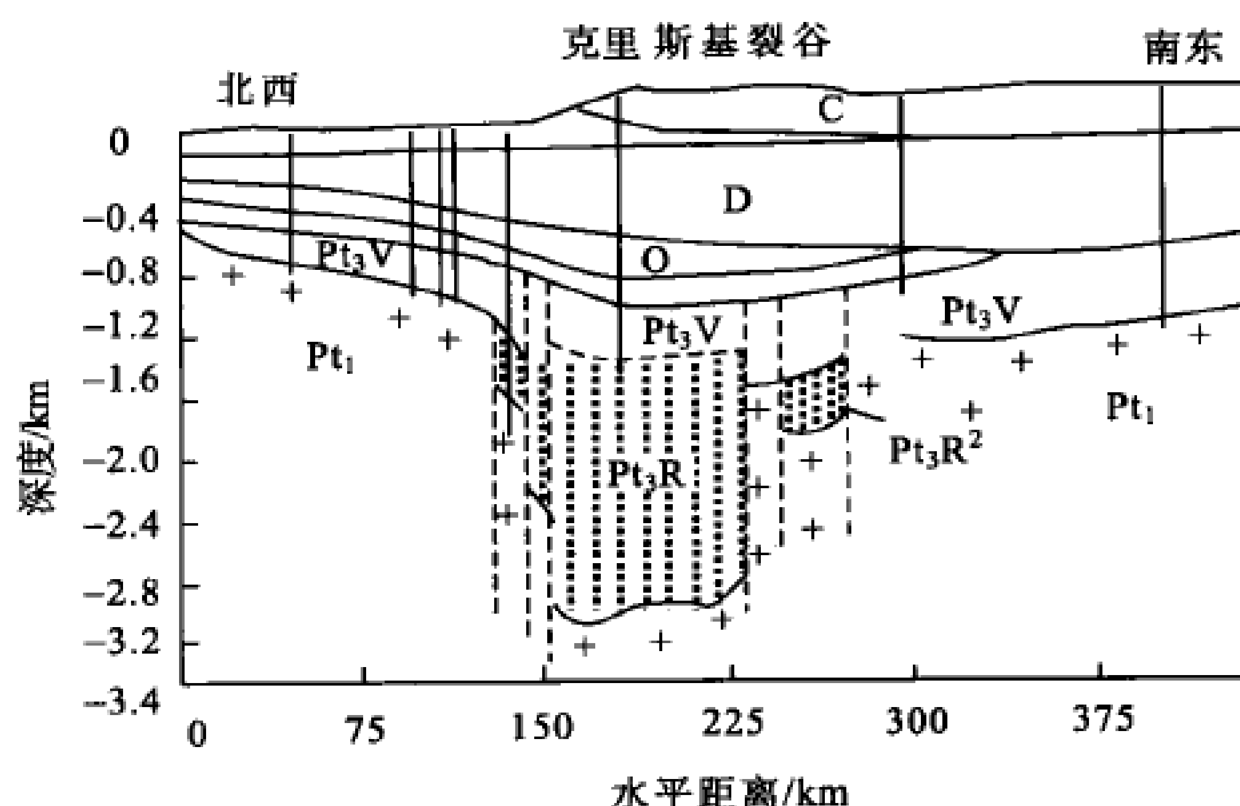


图 4-15 叠加在莫斯科拗陷西翼之上的克里斯基裂谷

(Milanlovsky，1981)

Pt_3R. 新元古代里菲期；Pt_3V. 新元古代文德期

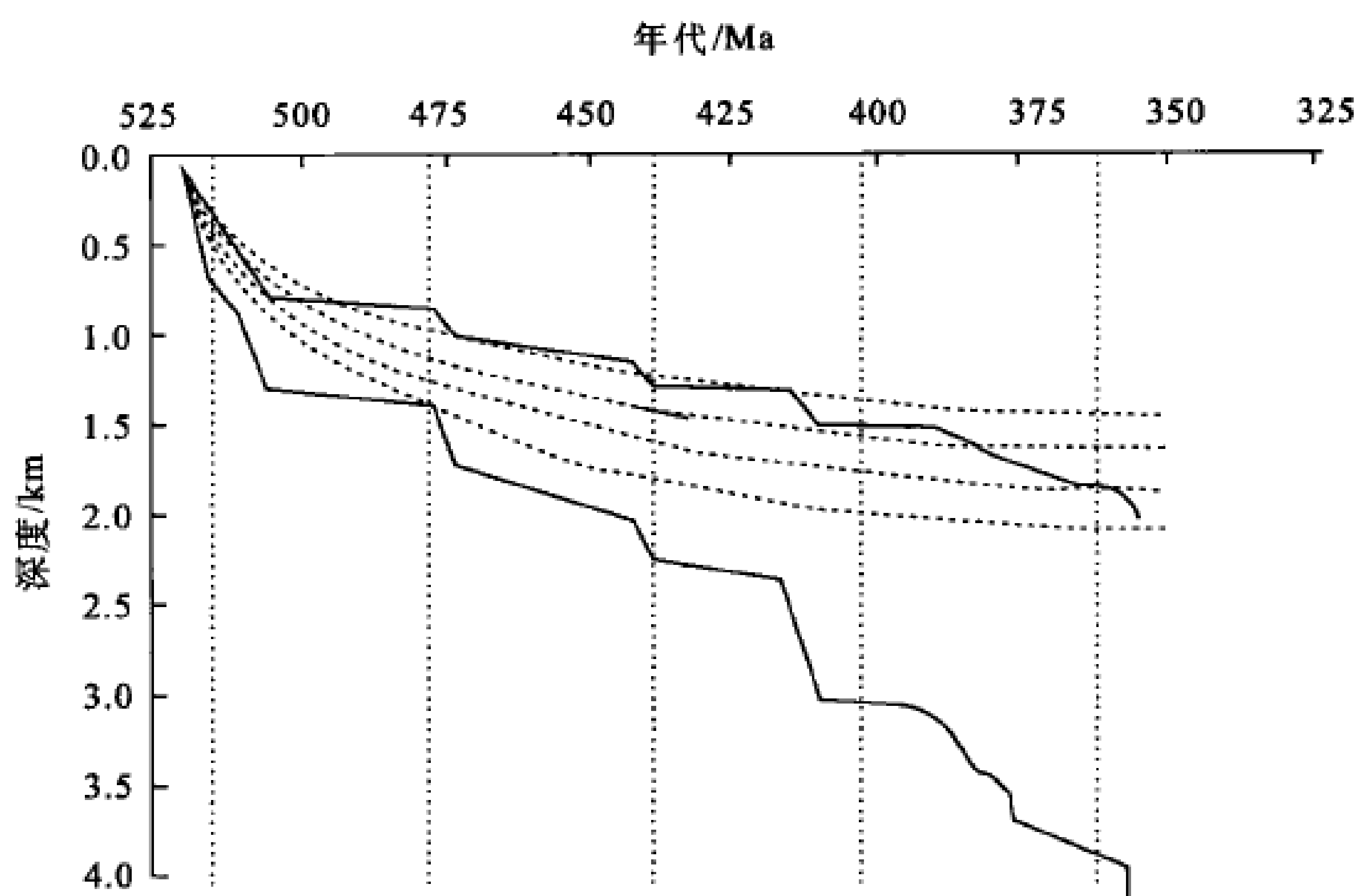


图 4-16 密歇根盆地中部井回剥剖面

(Csakley et al.，1994)

此图表示沉积物聚集及简单热沉降模式（McKenzie，1978）的构造沉降，构造曲线上的台阶对应一些 Sloss 层序边界区域不整合

可能的原因是，起因于板块分裂时期的陆内裂谷活动，后期拗陷可能与下部基性侵入体的拆沉作用所导致上部地壳的挠曲变形有关，这一作用在有些盆地中持续到中新生代，故晚期不仅呈拗陷状态，而且壳幔呈同步起伏。如塔里木盆地的北部拗陷，库满地区震旦纪至奥陶纪为裂陷层序，志留纪开始的挠曲变形持续到中新生代，现今仍然表现为拗陷地区地壳厚，隆起地区地壳薄（图 7-24）。这类挠曲变形与前陆地带不同，是上部地壳为适应拆沉作用而发生的弧形弯曲，前者为边缘挠曲作用，后者为沉积载荷作用下的中心式挠曲变形。

华北早古生代盆地和扬子古生代至早中三叠世盆地就基底而言属克拉通盆地，就成因来讲

可划归古被动陆缘盆地。其岩相、厚度自西而东缓慢变化，可能起因于地壳一致朝东及东南方向伸展减薄，是古太平洋大陆边缘的远程效应。

克拉通盆地均以构造简单、岩相厚度均一为特点，大多属于陆表海沉积。这显然归因于盆地克拉通基底的强刚性，刚性越大，同生断裂活动性越小，岩相、厚度变化越小，如华北地区；刚性小则同生断裂活动性大，岩相厚度变化大，如扬子地区。但共同表现为构造继承性明显，我国三大克拉通盆地均如此。因基底断裂活动所塑造的隆起与拗陷控制着盆地的整个演化过程。

4.3 挠曲型盆地

顾名思义，挠曲型盆地是指由地壳挠曲变形所形成的盆地，并非是由于简单的挤压应力所致，这与以往的概念不同。Allen（1990）主要把前陆盆地和海沟归结为挠曲盆地，认为其形成机制是岩石圈受外力作用而发生挠曲变形的结果。实际上地壳的挠曲变形不仅仅发生在前陆地区，大洋盆地是由于热沉降导致上层挠曲变形的结果，大陆上的挠曲盆地可分为同造山期前陆盆地和后造山期山前拗陷二类。

4.3.1 前陆盆地

早在100多年前，Suess（1883）就提出了前陆的概念，指与造山带毗邻的稳定克拉通或地台的边缘地区；Stille（1936）更明确指出，前陆是“不再遭受阿尔卑斯褶皱的大地构造单元”，或“至多只发生过日耳曼式变形”（丹尼斯，1983）。但前陆盆地并不专指在前陆上形成的盆地，Dickinson（1974）把前陆盆地分成两类：周缘前陆盆地，位于陆-陆碰撞造山带前弧地区（如恒河盆地、北阿尔卑斯盆地）；弧后前陆盆地，位于由大洋岩石圈俯冲形成的岩浆弧之后（如安第斯地区、北美晚中生代-新生代落基山盆地）。按Dickinson（1974）、Bally和Sndson（1980）最初的定义，认为前陆盆地是一种特殊类型的盆地，是位于造山带前缘与克拉通之间的沉积盆地，是在板块汇聚或碰撞条件下靠近克拉通（或称大陆）一侧形成的盆地；Bally和Sndson（1980）更强调前陆盆地是与挤压巨型缝合带相伴生的刚性岩石圈上的周缘盆地（perisutural basin），他（1994）不承认中国有A型俯冲带存在，而把我国学者普遍所讲的前陆盆地笼统地称为“陆内俯冲型盆地”；Decelles等（1996）仍然认为前陆盆地的形成与消减带地球动力学有关，与周缘或弧后褶皱冲断带伴生。

自20世纪90年代以来，前陆盆地一词在我国应用相当广泛，天山南、北缘盆地、昆仑山北缘盆地、羌塘盆地、六盘山-龙门山东缘盆地等，先后都曾命名为前陆盆地；中国南方的四川-江汉-下扬子-苏北盆地，楚雄-南盘江-十万大山盆地等也认为属前陆盆地，甚至认为钦州残余海槽也是云开碰撞造山带的前陆盆地。许多学者也认为上述盆地与Dickinson（1974）的原始定义不同，提出类前陆盆地概念（或前陆类盆地—孙兆才，2000）；根据中国这些盆地主要发育在中新生代，是陆内俯冲的结果，提出再生前陆盆地、后续前陆盆地等名称（陈发景和汪新文，1996；何登发等，1996）。罗志立（1984，1993，1994，2002）则称为陆内俯冲型盆地，并把这类俯冲称C型俯冲（或I型俯冲，刘树根，1991），认为中国所谓的前陆盆地都是与B型俯冲、A型俯冲无关的C型俯冲盆地。

尽管国内外已划分出许多不同类型的前陆盆地，但是基本的一点是：在冲断负荷作用下克拉通前缘因挠曲变形形成的盆地才称前陆盆地。前陆盆地以被动陆缘盆地（也有称冒地向斜）

为基底，上覆向造山带前缘加厚的楔型棱柱体。其最大特点是：是位置在山前的盆地，是在挤压环境下形成的盆地，从而区别于广泛存在的断陷盆地。褶皱冲断带一般与造山带相邻，故近冲断带一侧厚度大、变形强；近克拉通一侧厚度小，变形弱，并常发育反冲断裂或正断层；以碎屑沉积为主，物源主要是造山带，也可来自翼部克拉通；特征沉积组合为河流-三角洲相和浅海相，深海沉积少，浊流仅局部发育，非海相沉积取决于沉降速率和沉积速率的关系；被动陆缘沉积和前陆沉积均有利于油气富集并造成高产条件，且以前者为主（如波斯湾地区）。

1. 力学机制

设板块厚度为 h，宽度为 L，两端固定，中点处加线性负荷 V_a（向下），则两端必定有垂直向上的 $V_a/2$ 来平衡（图 4-17）。一般来讲，板块的厚度（h）和挠度（ω，弯曲度）与宽度（L）相比都很小，据此，可以研究一个端截面上的力和力矩。设 $g(x)$ 为单位面积上的负荷，那么在端截面上就有单位长度的纯剪力（V）和水平力 $x(P)$，同时有一个弯曲力矩（M）作用在端截面上。因为弯曲力矩是挠曲刚度（D）与局部挠曲率的积，即

$$M = -D\frac{\mathrm{d}^2\omega}{\mathrm{d}x^2} = \frac{D}{R}$$

式中，R 为曲率半径，那么板块的一般挠曲方程表达为

$$D\frac{\mathrm{d}^4\omega}{\mathrm{d}x^4} = q(x) - p\frac{\mathrm{d}^2\omega}{\mathrm{d}x^2}$$

向上的恢复力（浮力）表达为 $\Delta\rho g\bar{\omega}$（$\Delta\rho$ 为充填物与地幔物质的密度差），其平衡方程为

$$D\frac{\mathrm{d}^4\omega}{\mathrm{d}x^4} = p\frac{\mathrm{d}^2\omega}{\mathrm{d}x^2} + \Delta\rho g\bar{\omega} = q_a(x)$$

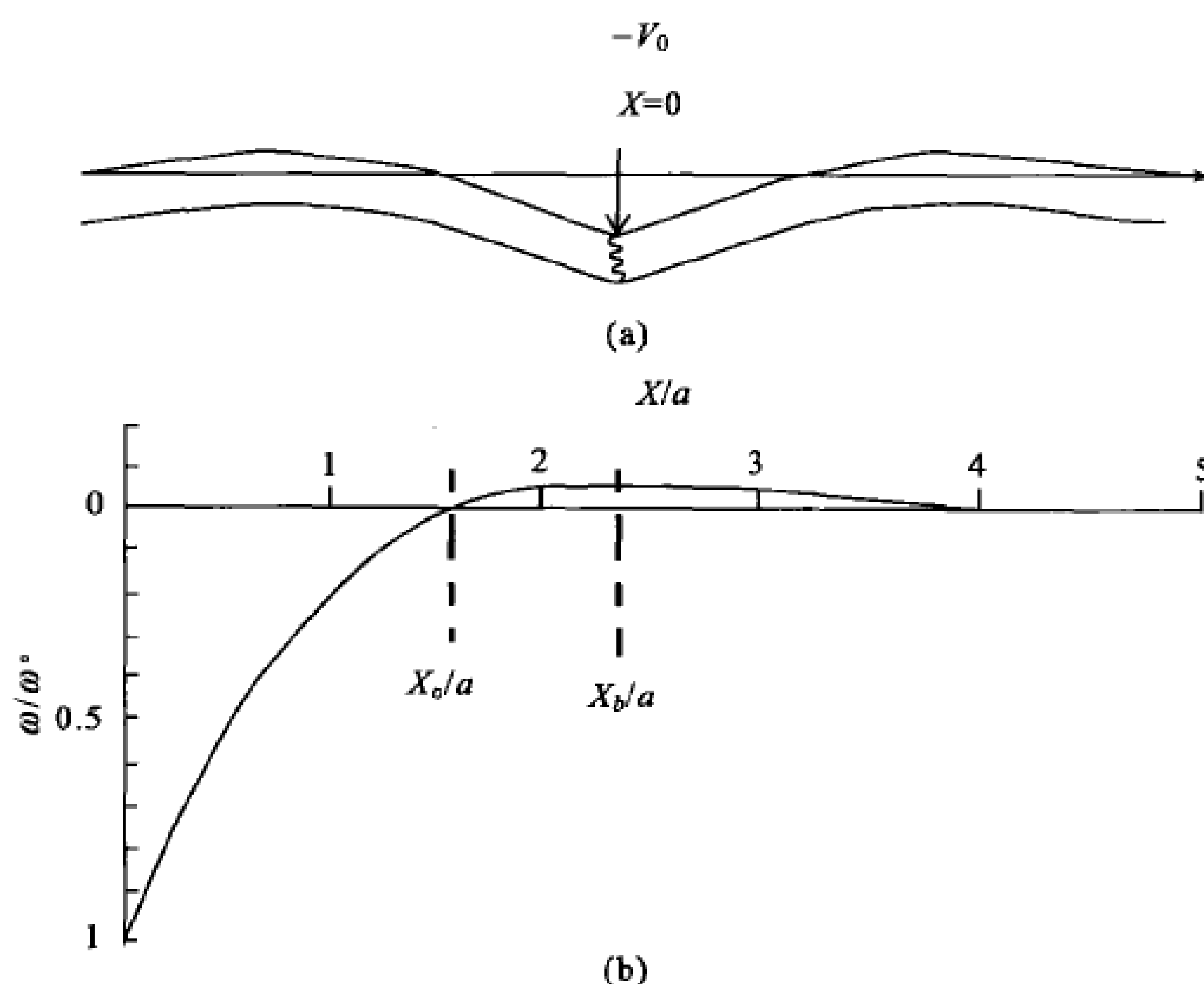


图 4-17　(a) 破裂的弹性岩石圈，在其破裂端受到线状负载时所发生的挠曲，水平方向上的平面应力和弯曲力矩为零；(b) 破裂板块在末端受到线状负载时的理论挠曲。注意：盆地半宽比未破裂板块的窄，而前隆高度则比破裂板块大得多，垂直和水平轴比例分别为 W_0 和挠曲参数 (Allen, 1990)

上述表达式说明，板块挠曲取决于厚度（h）、弹性（W）及负荷，因弯曲力矩与曲率半径成反比，与挠曲刚度方向相反，所以对于适当厚度和抗挠刚度的板块来讲，板块两端施加的水平力一般不会引起板块弯曲变形。所以，很深的挠曲盆地只出现在逆冲载荷加大的板块一端的山前地带，这里垂直载荷起主要作用。例如，在低地形的扎格罗斯山前只发育 3000m 深的前陆盆地；而在高地形的喜马拉雅山前，前陆盆地的深度增大到 16km。

载荷空间分布的不同，岩石圈具有不同的挠曲效应。这与艾里补偿度（C）有关，当盆地宽为 200km 时，下伏岩石圈的抗挠刚度（D）为 10^{24}Nm，密度差（$\rho_m-\rho_s$）$=800\text{kg/m}^3$（ρ_m 为地幔密度，ρ_s 为沉积物密度），其补偿度 $C\leqq0.12$，显然岩石圈属于强刚性；当盆地宽度（负荷波长）取 400km，则 $C=0.68$，沉积负荷只受轻微支撑，在大补偿的情况下可接近艾里的均衡补偿。因为 $C=\dfrac{W_o}{W_{o\infty}}$（$W_o$ 为实际挠曲，$W_{o\infty}$ 为最大艾里挠曲），当 $W_o\leqq W_{o\infty}$ 时，$c\rightarrow1$。但实际计算时，抗挠曲刚度常起重要作用，如上面的例子中 $D=10^{23}$Nm 时，补偿度迅速增大（$C=0.95$）。故对于宽度不大的前陆盆地来讲，弱化的基底成了盆地发育的必要条件。

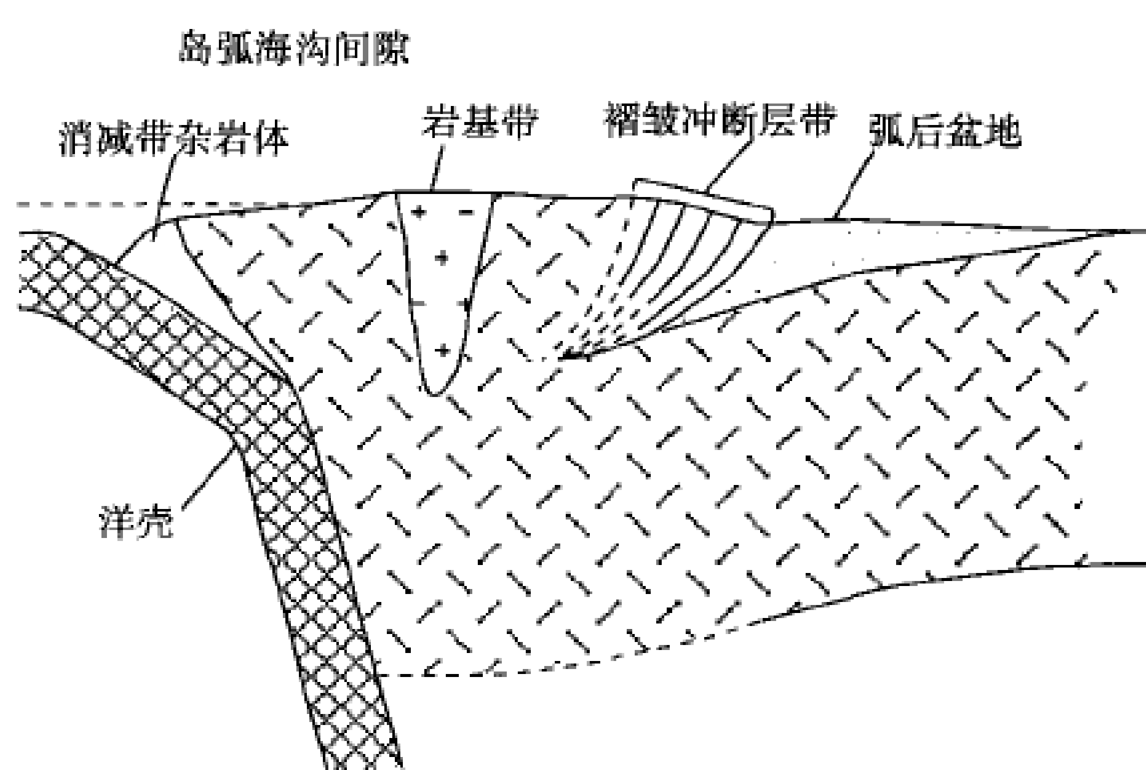


图 4-18　弧后前陆盆地
（Dickinson，1976）

2. 弧后前陆盆地（Retro-arc basin）

位于大陆边缘岩浆弧后面的仰冲板块上（图 4-18），它们与海沟、俯冲杂岩体和岩浆弧长距离地保持着平行关系。在落基山地区（图 3-34），寒武纪到侏罗纪地层由东向西增厚，由地台过渡到冒地槽，为浅海相碳酸盐岩和碎屑岩。在侏罗纪末内华达运动时，冒地向斜逆冲到岩浆弧后翼，形成褶皱-冲断带，构造叠置产生的负荷作用形成白垩纪前陆盆地。其物源由西向东，西厚东薄，主要为海陆交互相碎屑岩。白垩纪末至古近纪-新近纪初拉米运动，爱达荷-怀俄明冲断褶皱带连续发育，滑脱型叠瓦状冲断层由西向东逆冲（软岩层中冲断层常平行于岩层面，在硬岩层中与层面斜交）。在褶皱-冲断层带以东地区，拉米运动还形成了一系列断陷盆地和基底块断隆起山地，在绿河、风河、大角、粉末河等断陷盆地中接受古近纪、新近纪陆相沉积。这可能是由于盖层薄，滑脱受阻，使基底卷入变形所致。Dickinson 称其为破裂前陆或称拉米式构造。

阿巴拉契亚前陆盆地发育在向西急剧减薄的北美古生代被动陆缘之上，晚前寒武纪至早奥陶世的沉积厚度可达 3600m；中奥陶世至早志留世的早期造山作用（太康运动）在其前缘地带形成有黑色页岩及深海浊积岩沉积的强烈拗陷的非补偿沉积；晚石炭世至二叠纪（阿勒格尼造山作用）的造山带伸展变形使山前地带被逆冲推覆变形改造，而拗陷地带仍继续被河湖相含煤地层所覆盖。阿巴拉契亚前缘盆地记录了增生地体的最早形态（图 4-19），①增生体荷载于弱（薄）岩石圈上，形成深前陆盆地，会聚前陆架周缘的上挠及侵蚀形成不整合，碳酸盐岩沿前缘隆起继续隆起（Watker et al.，1983）；②阿卡德事件为相对被动的，由于前陆岩石圈的松弛，使增生体在紧靠大的地壳陡冲断层一侧加厚，盆地环境一般以页岩为主，沿盆地边缘拱起，普遍发育含碳酸盐岩的砂岩沉积（Broad-bead et al.，1982）；③阿卡德末期，前缘隆起上

升显著，碳酸盐沉积广泛分布，中石炭世的区域不整合结束了这一事件。陆源物质的重新注入与阿勒格尼构造作用有关，薄推覆体推过枢纽线到强（厚）岩石圈之上，这时的前陆盆地一般较浅，前缘隆起对其的影响逐渐减弱（Tankard，1986）。

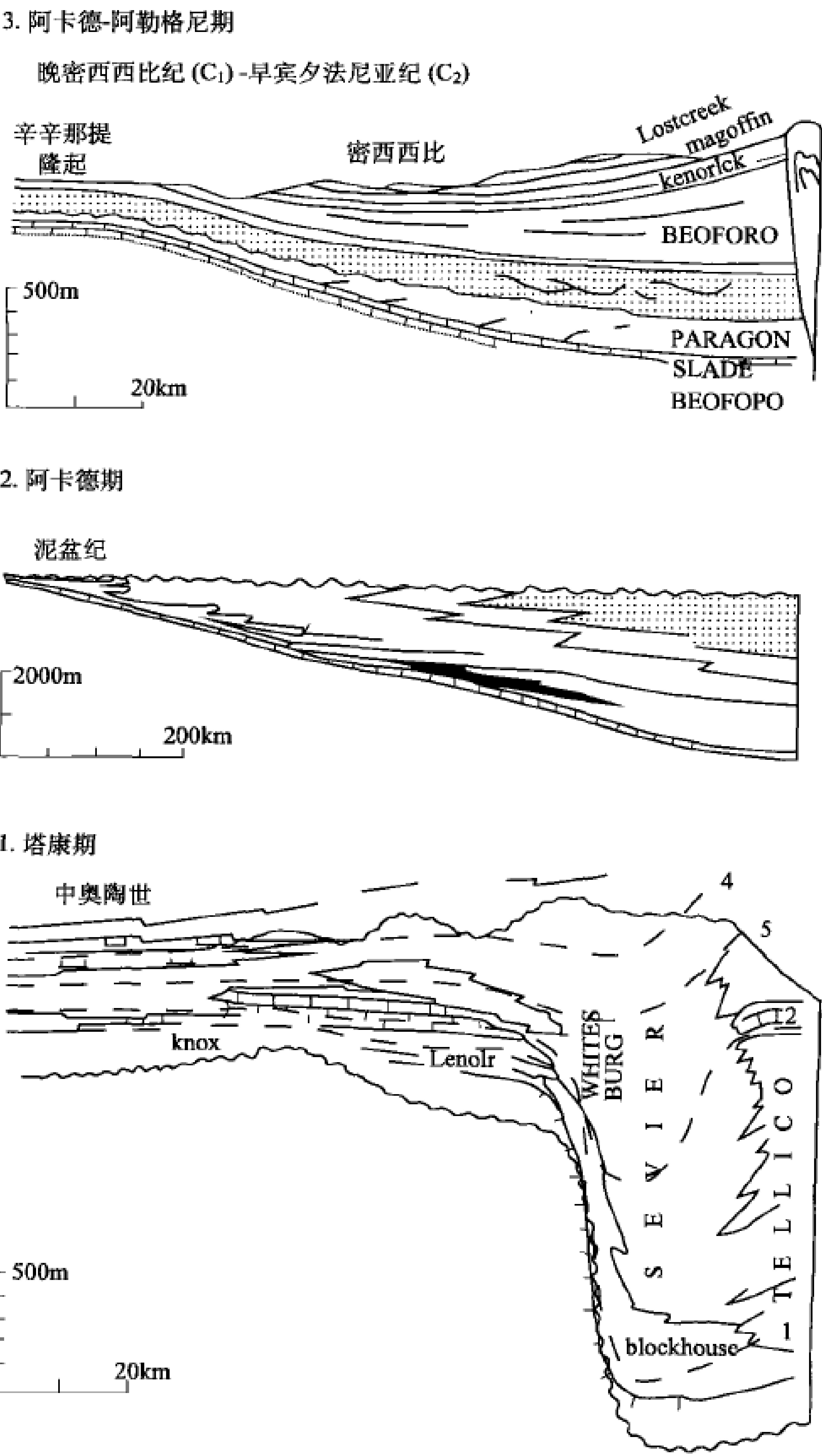


图 4-19　阿巴拉契亚前陆盆地构造一地层类型的横剖面示意图

（Tankard，1986）

3. 周缘前陆盆地或周缘盆地（Periphral basin）

周缘前陆盆地或周缘盆地在靠近缝合带的俯冲板块上形成。下伏的冒地向斜棱柱体首先被拖入消减带，进入俯冲杂岩体下面，其上被周缘盆地覆盖（图 4-20）。构造负荷和沉积负荷增大促使运移增强，可能造成高产。波斯湾盆地，是一个在中生代张裂边缘形成的巨大的沉积棱

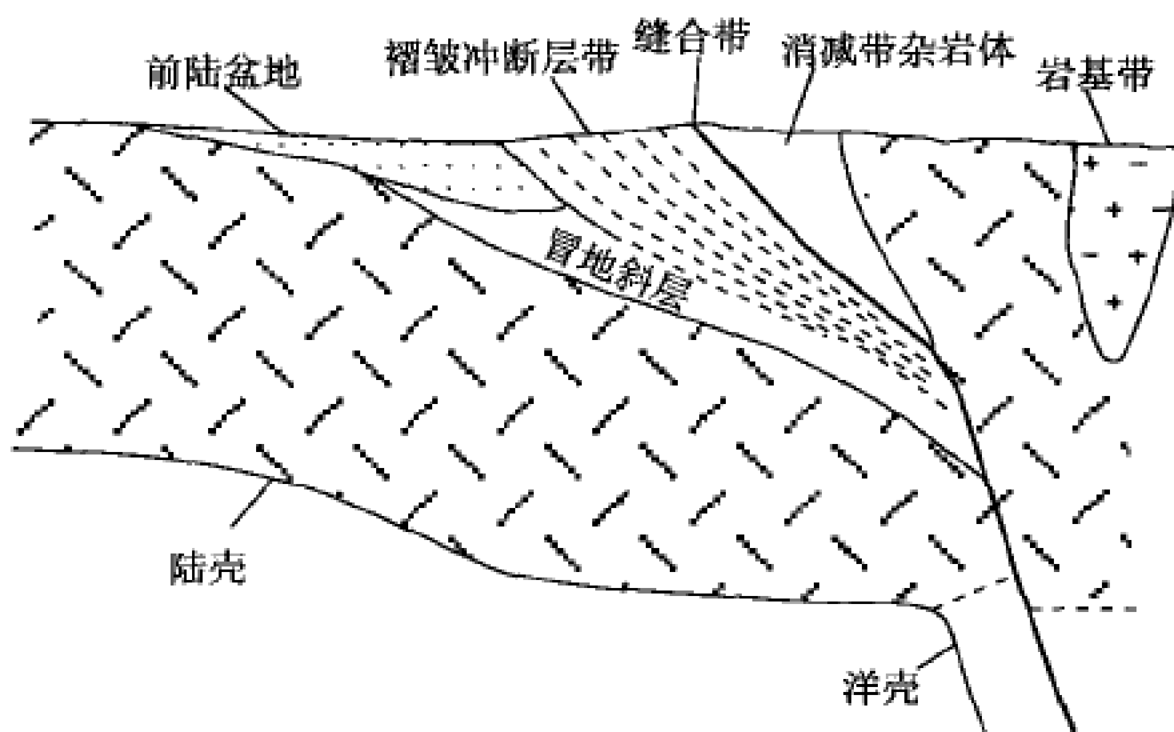


图 4-20　周缘前陆盆地
(Dickinson, 1976)

柱体，沿阿拉伯台块边缘分布，后被拖入到扎格罗斯缝合带，古近纪、新近纪周缘前陆盆地覆盖其上。由中生代和古近纪、新近纪地层组成的褶皱都是高产的。由在靠近造山带翼部具有逆冲褶皱的法尔斯黏土层和具箱状褶皱的阿斯玛利灰岩组成不协调构造。在克拉通斜坡一侧，基底活动形成长垣构造和平缓短轴背斜，使有为层复杂化，并有盐丘发育。

沉积特征反映，喜马拉雅南缘地区古近纪是残留海至陆相的过渡时期，新近纪开始强烈拗陷。以南缘主边界断裂（锡瓦里克断裂）为主滑动面的前陆逆冲变形主要发生在中新世到上新世（甘塞尔，1980），形成同时代的前陆盆地，并使北部的冈瓦纳系（CP）推覆到锡瓦里克群之上。重力资料表明（图 4-21），锡瓦里克盆地的北界附近，布格异常值急剧地从－50±mGal 减小到－250±mGal（Yon-Caen and Molnar，1985），表明盆地的 Moho 面在山前地带急剧沉降，这是这类碰撞带前缘的一个普遍特征。

在东阿尔卑斯带的喀尔巴阡造山带，以复理石带强烈变形为标志的陆-陆碰撞主要发生在晚渐新世-早中新世，同时形成了被磨拉石充填的前陆盆地，从中新世中期开始，原来平直的喀尔巴阡复理石带强烈弯曲，并使复理石推覆到磨拉石之上，同时形成侏罗山式褶皱（图 3-5；达尔热尼奥等，1980）。西阿尔卑斯带的瑞士西部磨拉石盆地也是一个同生周缘前陆盆地，在渐新世-中新世期间发育（艾伦，1990），与主碰撞期一致。

阿尔卑斯前缘、美索不达米亚与波斯湾前陆盆地的重力资料都表明，阿尔卑斯和扎格罗斯的逆冲负载均不足以造成现在所观察到的挠曲度，必须有一种使板块边缘向下弯曲的附加作用力，推测这可能与水平挤压力有关。因为这里与阿巴拉契亚前陆盆地不同，后者的理论挠曲曲线与基底形态吻合很好，基底等深线为一倾角不大的斜面，且具正布格重力异常（Karner and Watts，1983）。

4. 沉积特征

（1）因碎屑物的输入量不断增加，总体上表现为水体不断变浅，粒度不断增大的反旋回沉积，从下往上有从石英质砂岩变化到岩屑质砂岩的趋势。

（2）层序和岩相主要受沉积物供应量的控制，表现为早期的细粒含浊流半深海沉积（或称复理石）、中期的海相磨拉石沉积和晚期的陆相磨拉石沉积。

（3）下沉曲线表现为开始缓慢，而后加速的上凸型（图 4-22 中 FB），沉降中心和边缘尖灭体向克拉通方向移动。

（4）以异常高的堆积速率为特征，前陆盆地平均堆积速率为 186m/Ma，而克拉通盆地仅为 6.6m/Ma。

（5）前陆盆地的油源层主要为下伏的被动陆缘稳定沉积，其次为前陆期沉积中的油源岩。

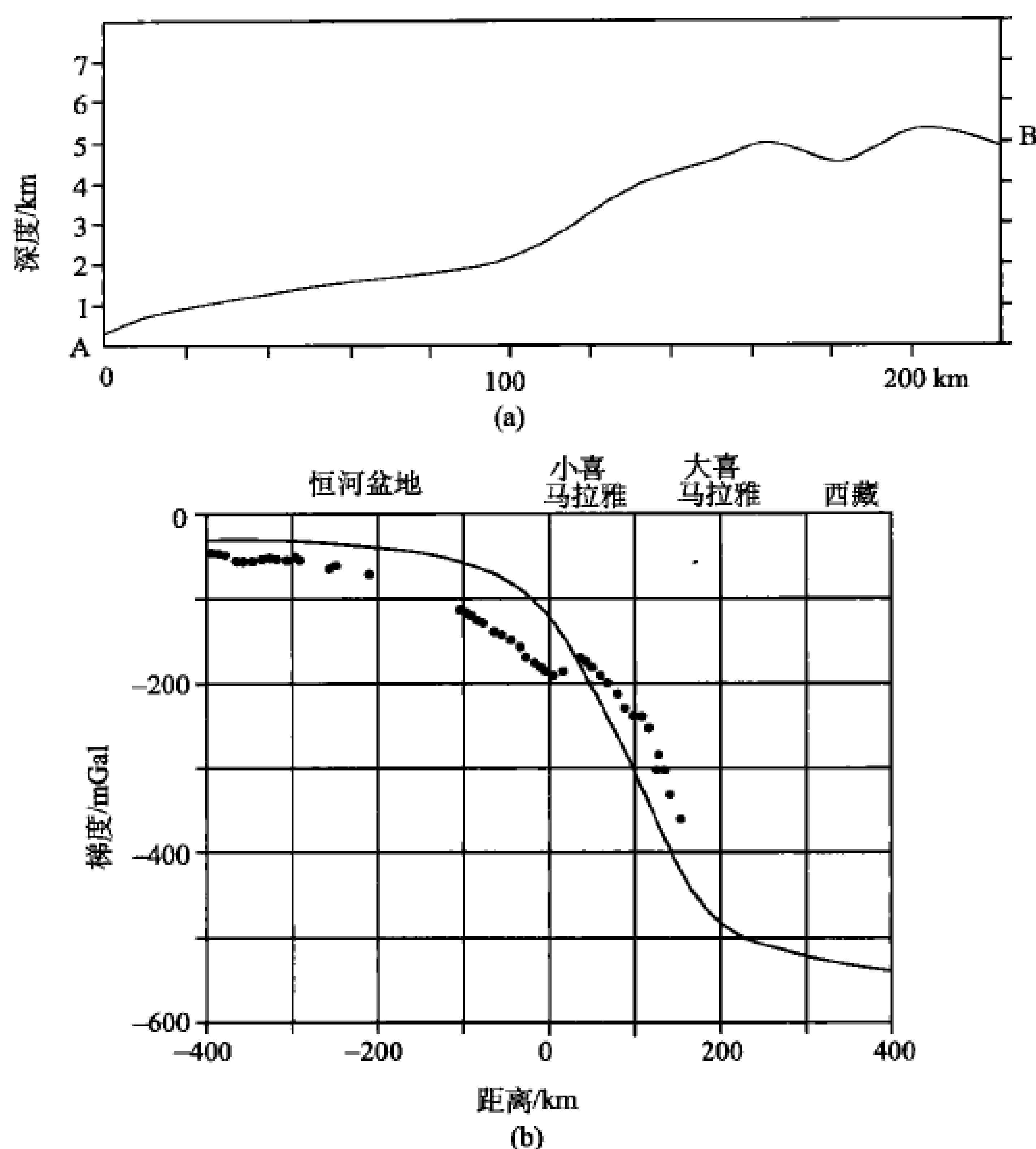


图 4-21　喜马拉雅与恒河盆地重力异常

(a) 恒河盆地地形剖面。恒河盆地北缘 $X=0$；(b) 实测布格重力异常值与计算机模拟布格异常值的对比，实线是根据由印度中央地壳的减薄来进行局部补偿的艾里均衡模型计算的布格重力异常曲线。注意：喜马拉雅地区质量过剩而恒河盆地的质量不足

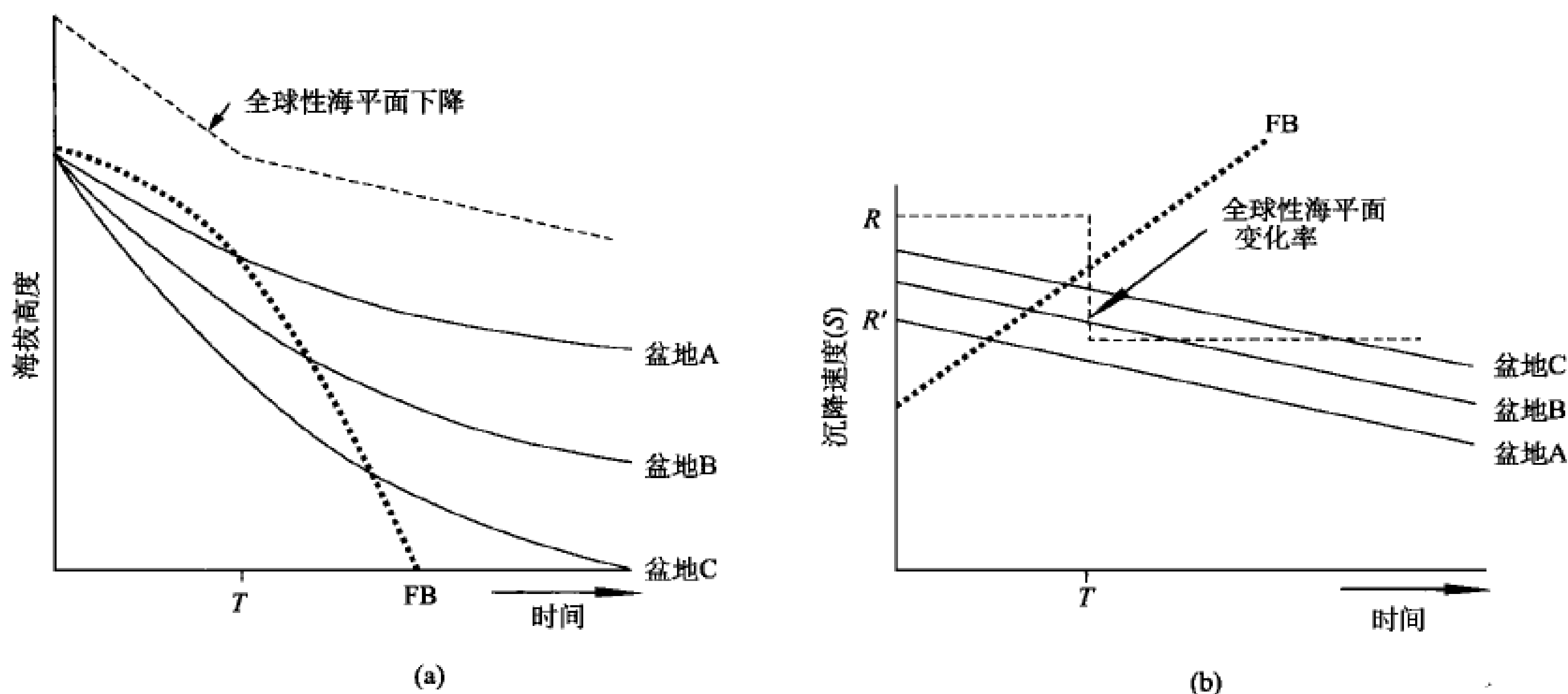


图 4-22　盆地沉降率与全球性海平面下降率时间关系曲线

(a) 显示沉降率随时间呈指数减小的三个扩张盆地的沉降史和一个沉降率：随时间增加的前陆盆地 (FB)。下降的海平面升降曲线在时间 T 处有一个瞬时的斜率变化；(b) 沉降率和全球海平面下降率与时间的关系曲线。在沉降率比全球海平面下降率大的地方发生海侵（假定没有沉积物注入）。在沉降率比全球海平面下降率小的地方发生海退。因此，地层响应关键取决于沉降率和全球海平面变化率的大小

4.3.2 西南天山前缘早、中二叠世前陆盆地

我国大陆上被大家公认的前陆盆地目前还不多，过去多认为北秦岭南缘的刘岭泥盆纪盆地是一个典型的前陆盆地，但据孟庆任等（1995，1997，见 8.2.4 节）研究，泥盆纪末北秦岭弧后盆地尚未关闭，构不成前陆盆地形成的大地构造条件。根据 2003 年以来我们对西南天山一带的研究，初步认为这里可能是一个早、中二叠世前陆盆地。

早中二叠世期间（早二叠世晚期-中二叠世早期），在塔里木盆地西北缘存在一个以钙、硅质浊积岩为沉积特征的深水盆地，它奠基在早二叠世早中期碳酸盐岩（康克林组碳酸盐岩）台地之上。现有研究成果显示，它不像是一个残余海盆，也不是一般意义的被动陆缘，我们倾向于它的形成主要与西南天山的碰撞后造山作用有关，在浊积盆地北缘发育一条后造山花岗岩带（图 4-23，Ⅰ，详见 6.5.8 节）。在乌恰至乌什一带，这一时段的沉积有两种沉积相：北面在乌恰东北的乌鲁克恰提-阿图什西北的喀若勒至哈拉峻盆地的北部边缘一线，为钙质、硅质浊积岩（图 4-23，Ⅱ），南面为台地相碳酸盐岩和碎屑岩。浊积岩呈厚度较大的复理石层序，其中槽模、印模、碎屑灰岩等相标志常见，在喀若勒剖面上碎屑灰岩中可见团块状蜓科化石；该相带以南、以东的柯坪隆起及其以北的阿合奇、乌什等地均为台地相碳酸盐岩和碎屑岩相沉积，局部发育厚度较大的礁灰岩相带；再向东南方向的柯坪印干山一带则渐变为滨海-河湖相沉积（图 4-23，$Ⅲ_{1\text{-}3}$）。盆地明显呈现为一个朝向西北的斜坡，朝西北方向急剧下降，朝东南方向缓慢抬升，逐渐与塔里木盆地同时代的沉积相过渡。其剖面结构如图 4-24 所示。

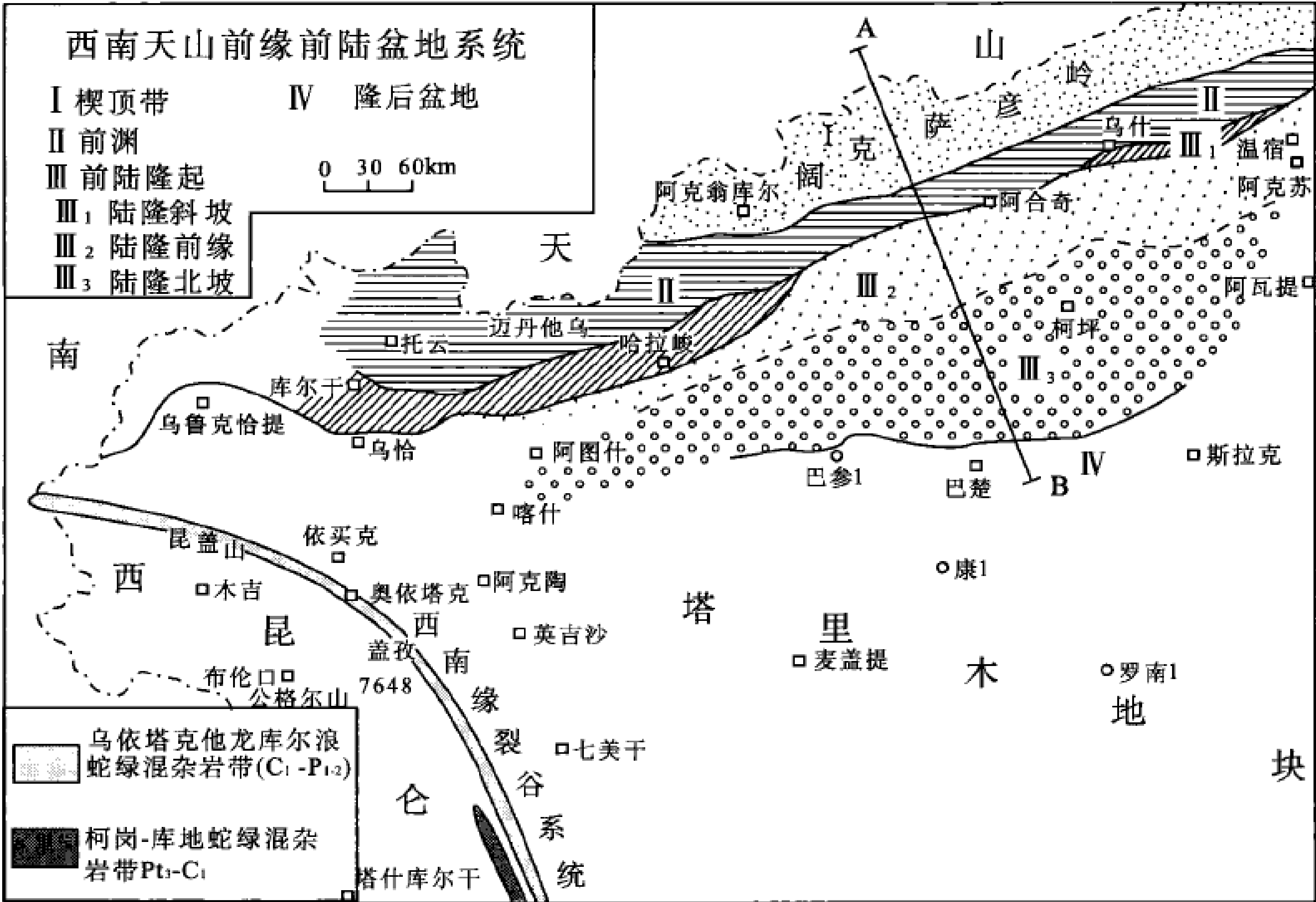


图 4-23　西南天山前缘早-中二叠世前陆盆地

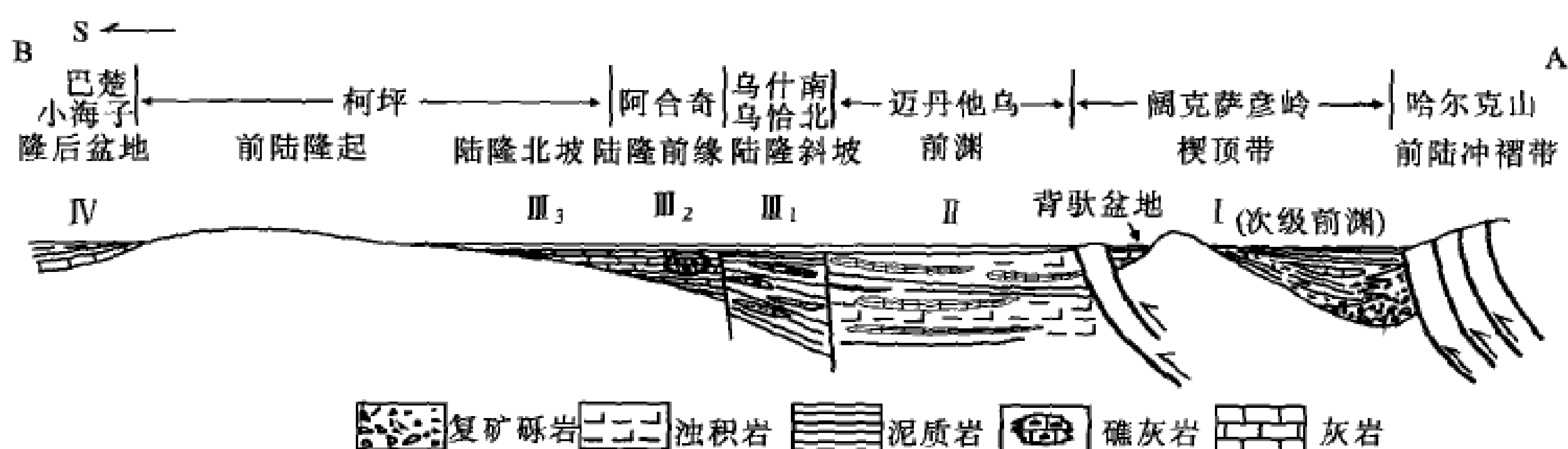


图 4-24　西南天山前缘（图 4-23 中 A-B）早-中二叠世前陆盆地构造模式

4.3.3　山前拗陷盆地

不少人认为中亚中生代的所谓前陆盆地与 Dickinson 等的最初概念不同，故提出后续前陆盆地、继承性前陆盆地和类似前陆盆地等概念（陈发景等，1992；卢华复等，1995；何登发等，1995）。因前陆盆地概念的提出是专指与造山作用相关的盆地而言，不宜再用于后造山作用形成的盆地，既然无早期的前陆盆地，就更谈不上后续或继承。山前拗陷（предгорная впадина）的概念最初由阿尔汗格尔斯基（1947）提出，用以表示造山作用之后在山脉前缘形成的盆地，大致反映了中亚这类所谓的前陆盆地的基本特征，故我们主张恢复这一旧有的名称。

其基本特征是：盆地早期沉陷受重力控制，晚期与冲断负荷效应有关，这是山前拗陷盆地的共同特征。其原因初期可能是由于造山带与克拉通地块的密度差及热状态不同所导致的重力陷落，进一步发展引起冷而重的克拉通地块向造山带之下逆冲，造成上部地壳的挠曲变形，当冲断带向盆地内部进一步扩展时，盆地发生构造反转。

地质及地球物理资料也说明，山前拗陷的形成最初属于重力塌陷性质，是密度大而冷的克拉通边缘地壳在重力作用下破碎而下沉到密度小而热的造山带之下，从而引起上地壳的挠曲变形。这类似于最初对海沟的成因解释，虽然 Allen 把海沟作为大洋挠曲盆地的典型实例，但海沟剖面仅其包络线类似于挠曲曲线形态，海沟考察所看到的情况是：沟壁为阶梯状，明显为一“V”字形正断层谷，上部呈现为拉张（0～10km），10～40km 为逆断层形式，40～60km 为塑韧性剪切（图 4-25）。

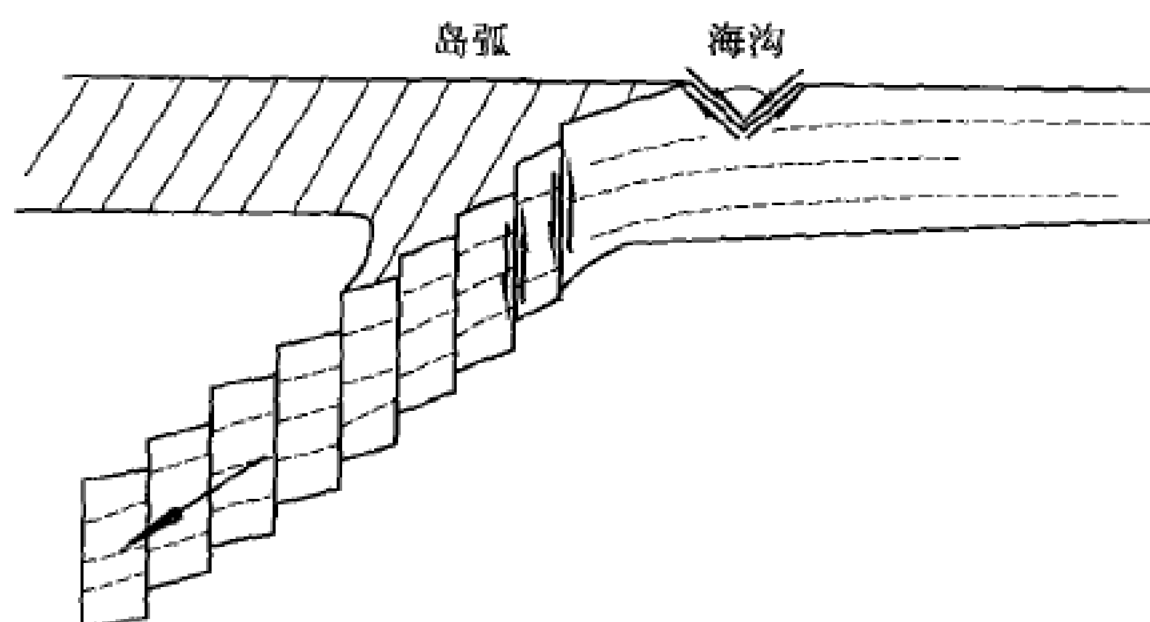


图 4-25　俯冲带的垂直剪切断层

图 4-26 是南天山山前的测深剖面，图中显示库车盆地发育在地幔隆起之上，这一地幔隆起是早期陷落伸展的结果，后期的挠曲作用主要影响到盆地基底（B 界面）。

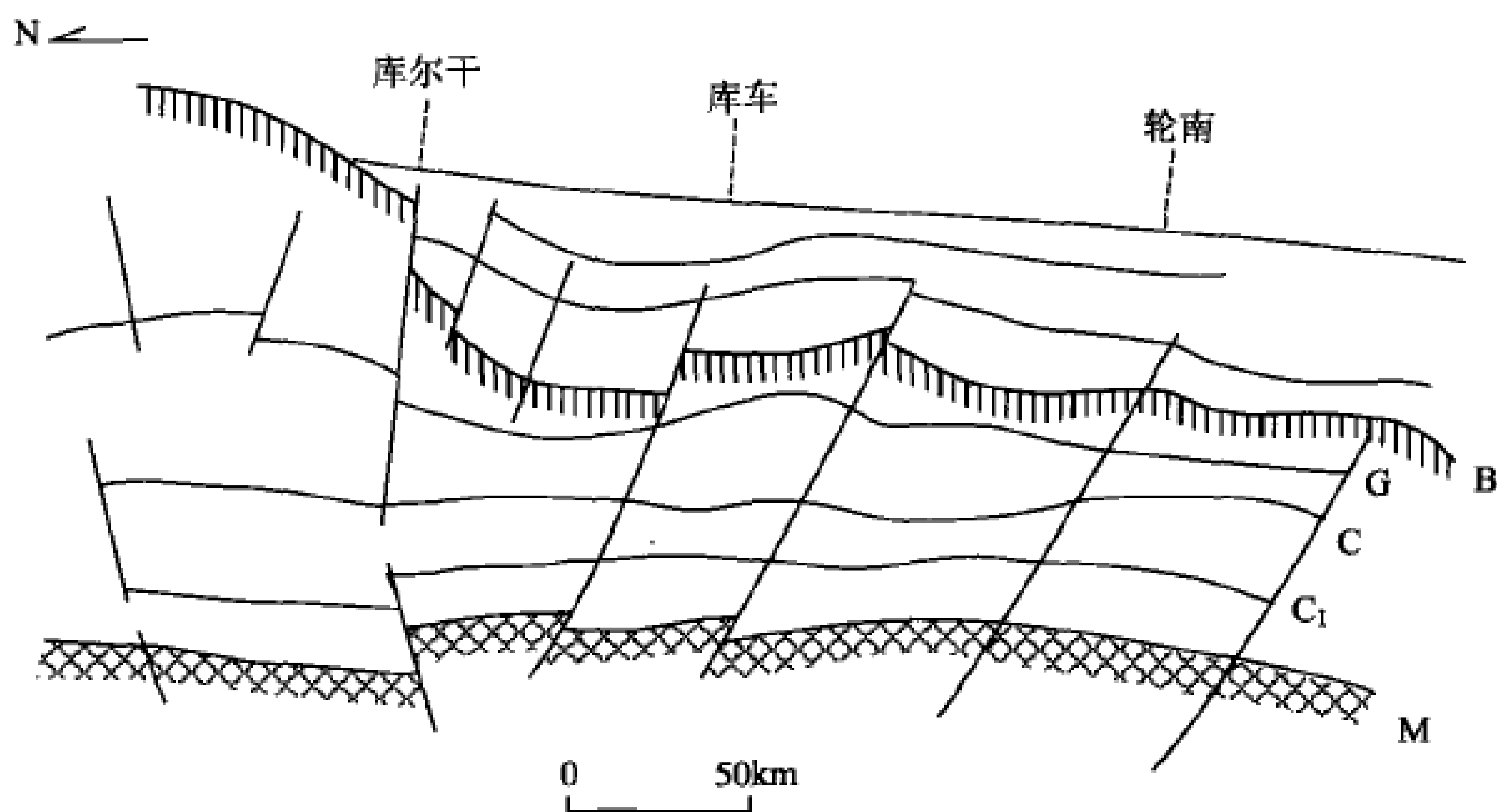


图 4-26 南天山山前地震转换波测深剖面

B 界面为基底面，造山带地区常出露地表

（邵学忠，1995，1996 等资料编绘）

库车河地质地球物理综合解释成果也表明，这里古生代时期为一南倾斜坡，没有接受沉积；自晚二叠世开始，逐渐由山前磨拉石盆地演变为三叠-侏罗纪深断陷盆地，主断陷期为晚三叠世-中侏罗世，发育有深湖-半深湖相烃源岩，沉降速率高达 23.9～10.44m/Ma。不整合面、地层与褶皱轴面均一致南倾，反映当时应是重力控制的张性箕状断陷［图 4-27（a)］。三叠系厚度由山前向外从 800m 剧增至 1600m；侏罗系由 400m 剧增至 1200m。自古近纪、新近纪以来，随着天山隆起并向外扩展，山前地带则演变为逆冲断褶带，不整合与地层均一致反转，形成向南逆冲的复杂断层转折褶皱和传播褶皱带［图 4-27（b)］。

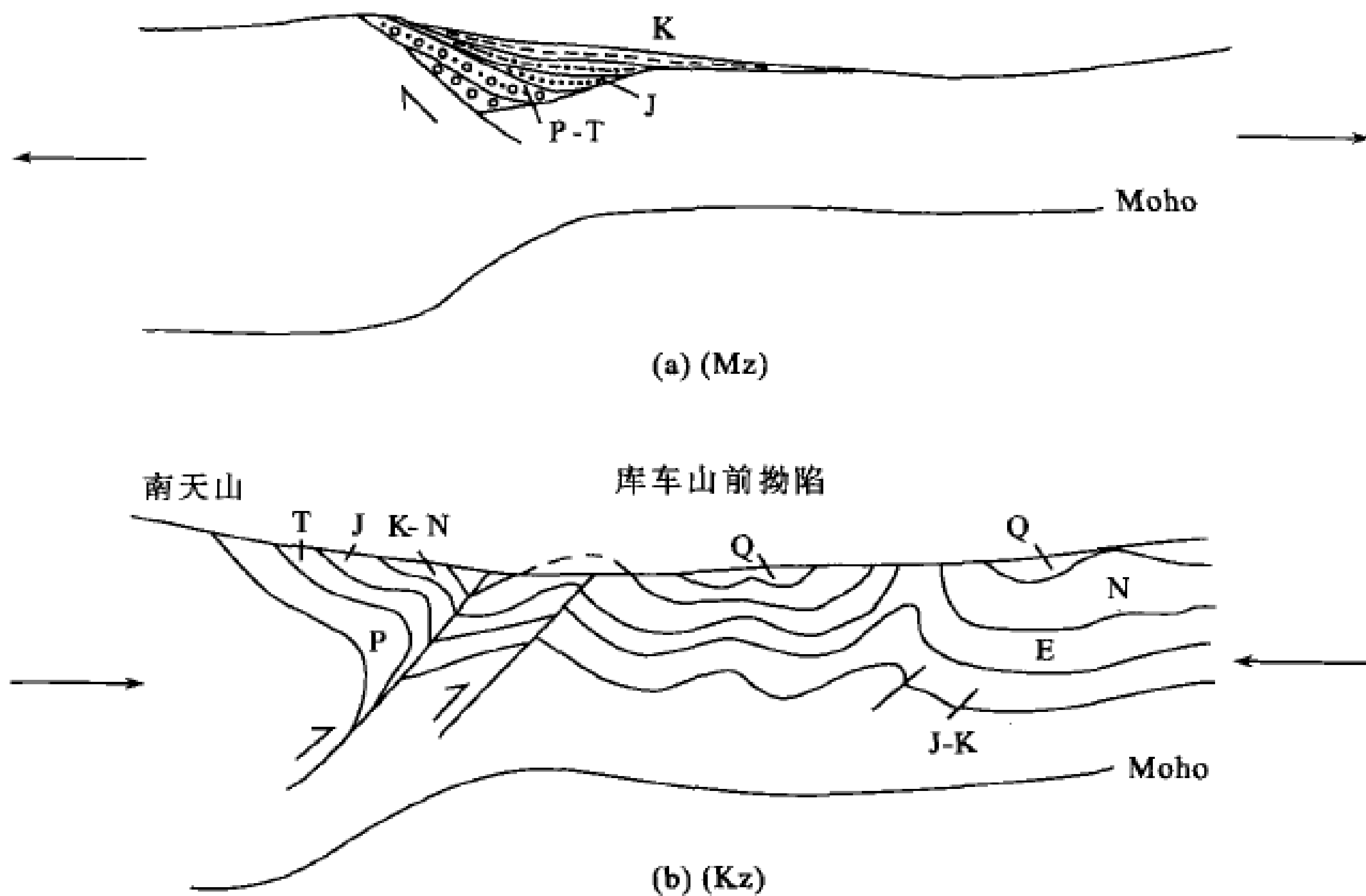


图 4-27 库车山前拗陷盆地构造发展剖面示意图

4.4　走滑型盆地

走滑型盆地即是与大型走滑活动有关的盆地，有两个主要类型：一是走滑拉分盆地，可出现在任意类型的构造环境中，主要与一组离散型走滑断裂有关；二是滑脱型盆地，是指因滑脱而导致的拉张断陷，主要出现在造山带中。

4.4.1　走滑拉分盆地

拉分盆地形式多样，但根本一点是它们都与一条大型走滑断裂的活动有关。或因断层叠覆引起，或因断层弯转引起，或因断层离散而引起。引起沉降的主要作用力是减薄作用、热收缩和负荷作用。其主要特点是其在纵向和横向上的不对称、块体的旋转、横向上相突变、高的沉积速率和后期变形强烈等。

1. 力学机制

1）*叠覆*（stepover）

如图 4-28 所示，走滑断裂的叠覆（或称侧接）是大致平行的两条重叠断层之间的不连续性，有走向叠覆、倾向叠覆与沿走向和倾向两种叠覆的组合。走向叠覆表现为平面上断层线的左右摆动；倾向叠覆表现为断层在倾向上呈阶状（step）排列。随着重叠量的增加，断层组合将从倾向叠覆向走向叠覆过渡，或发展成完全平行的重叠断层。如果走向叠覆与断层滑动方向相同，就有拉分盆地形成，相反则形成隆起。产生叠覆并控制叠覆方向的可能机制是：初始平直断层的弯曲；偏离主断层面的薄弱带内的断裂作用；顺应弯曲断层迹线的断层分段；横穿阶状排列的先存伸展断裂或倾滑断层的水平滑动；断裂带内因结构不均匀而引起的弹性模量和孔隙压力的改变；由断层相互作用而产生的应力场等。

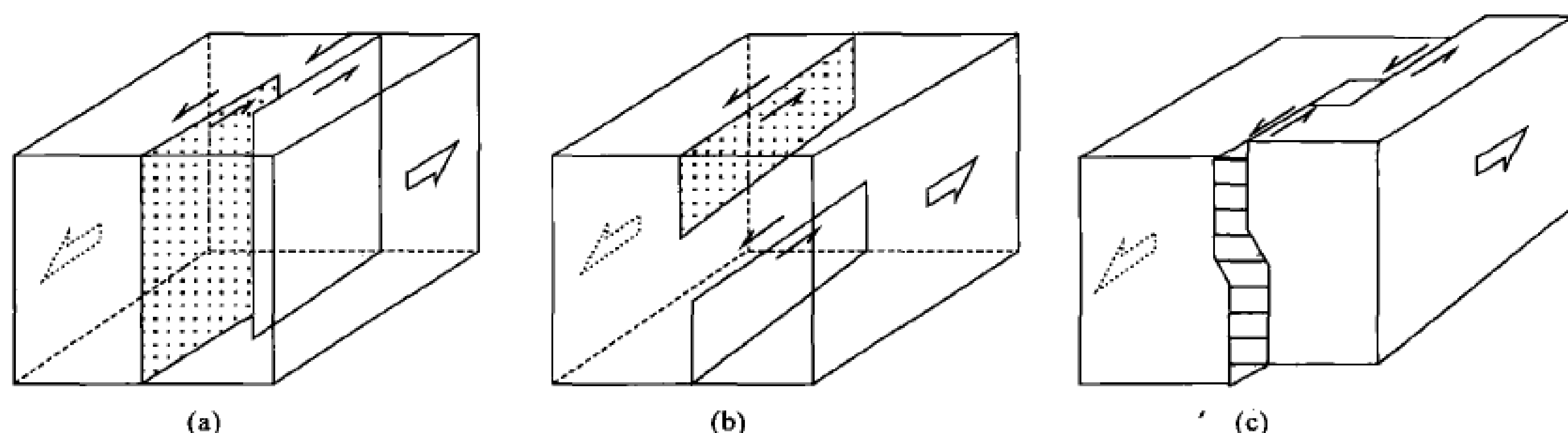


图 4-28　走滑断层上的叠覆

（Aydin and Nur，1985）

（a）沿走向的叠覆，断层在倾向方向上是连续的；（b）沿倾向的叠覆，在平面上断层是连续的；（c）沿走向和倾向两种叠覆的组合，沿走向有一个拉分盆地

2）*离散断层段的扭动*（divergent wrench）

离散（剪切拉张）平移断层是一种伴随拉张分量的走滑断层，与其他平移断层的主要区别是：剖面上有大量的正断层、负花状构造和独特的共生构造组合。主要出现在主断层线弯曲部位、撒开部位和与其他断裂斜接和交汇部位（图 4-29）。

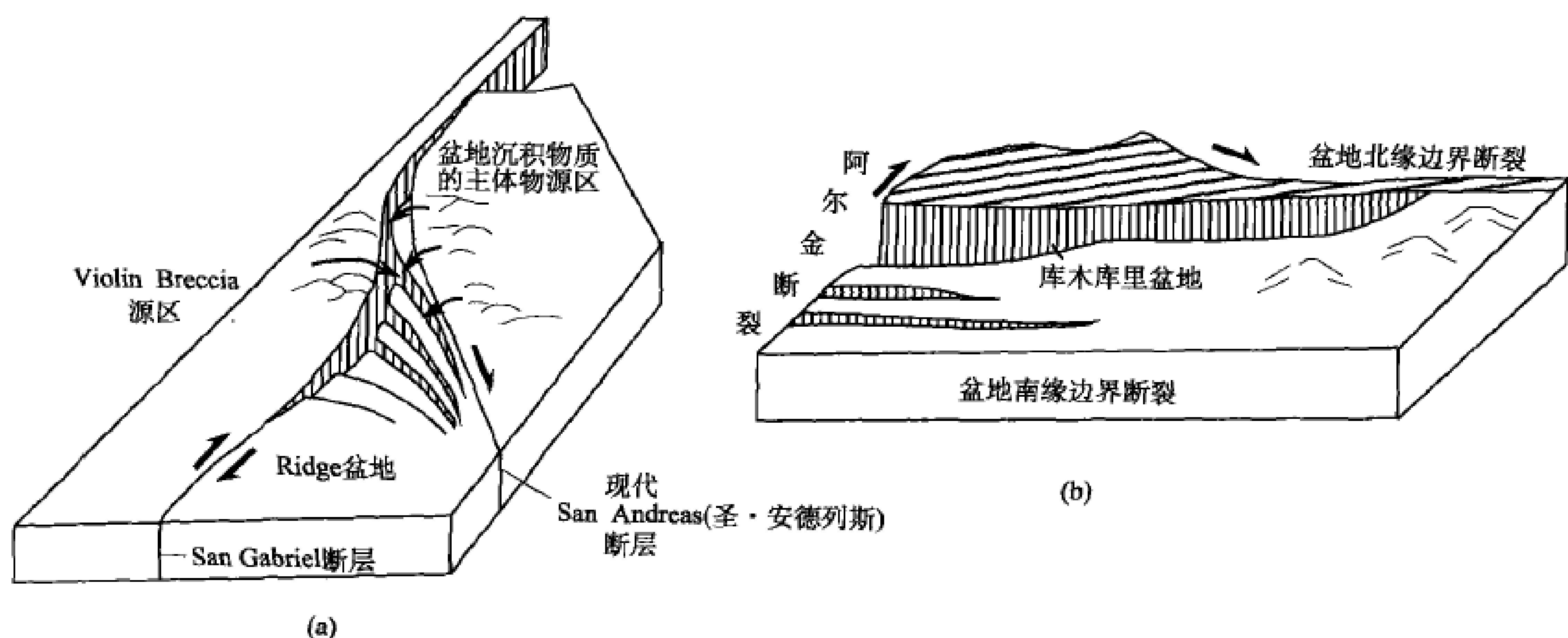


图 4-29　离散断裂组合形成的拉分盆地

(a) Ridge 盆地；(b) 库木库里盆地（柴达木南缘）

3）*由逃逸或挤出及块体旋转而引起的拉分*

平移断层起因于非均衡挤压，因此常发育在有应力集中段和应力松弛段，在松弛段就会引起块体的挤出和逃逸，从而有拉分盆地的形成。土耳其的阿纳托利亚地块因向西邻的地中海逃逸，从而形成中阿纳托利亚拉分盆地。

非均衡挤压除导致走滑活动外，亦伴随着块体的旋转，这种旋转多是沿垂直轴发生的，现在已经用古地磁方法确定了一些地区的转动量，如 Beck（1980）、Cox（1980）、Luyendyk 等（1980，1985）、Ron 等（1984）、Ron 和 Eyal（1985）对美国加利福尼亚州地区及以色列死海地区的测量，吴汉宁（1994）曾作出鄂尔多斯相对阿拉善在早白垩世时顺时针旋转 24°，鄂尔多斯及银根等盆地的早白垩世沉积可能都与这种旋转有关。

2. 主要特征

（1）沉降速率快。拉分盆地类似于被动裂谷盆地，多因拉张而导致地幔隆起，这一作用出现在盆地形成的初期，故常因快速沉降形成早期非补偿深水盆地，如加利福尼亚的 Ridge 盆地在不到 15Ma 的时间内，沉积厚度达 10km [图 4-29（a）]。同时这也与快速冷却收缩有关，拉分盆地一般较窄，Steckter（1981）和 Cochran（1983）估算的临界宽度为 100～250km，所以热量侧向损失快，从而引起早期的快速沉降。

（2）常从“S”形或“Z”形向菱形盆地演化。因为拉分盆地多与主断裂的弯转有关，早期因主断层分开较宽且不平行，所以盆地形态呈平缓的“S”形或“Z”形；随着拉分作用的进行，主断裂趋于平行（分离度与释放弯曲的宽度相适应），长宽比增大，形态上趋向菱形，沉降中心常位于长对角线两端。虽然大量统计表明，盆地长度（叠覆段）和宽度（分离距）之间存在线性关系，一般长度为宽度的三倍且与盆地大小无关。但在有些情况下，其长度可以大大超过宽度，并形成狭窄的大洋盆地，如加勒比海的开曼地堑（Allen，1990）。

（3）沉积中心、沉降中心及相带沿边界断裂朝一定方向迁移。沿圣・安德烈斯走滑断裂旁侧，Ridge 盆地形成叠瓦状沉积组合（Allen，1990）。这在我国柴达木盆地中表现得也很清

楚，沉积中心先从南西（尕斯湖）向北东（一里坪）迁移，然后自西向东（三湖拗陷）迁移，图 4-30 为一近东西向剖面，表示了其后期自西而东逐层迁移的状况。

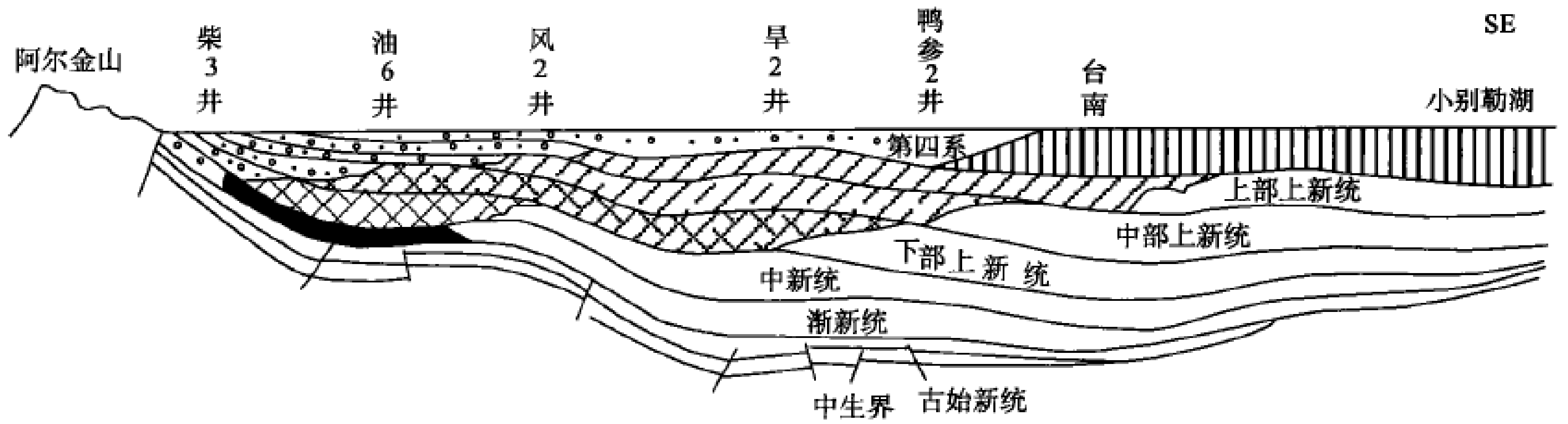


图 4-30　柴达木盆地沉降中心迁移示意图

柴达木南侧的库木库里盆地的成因与柴达木盆地相同，均是阿尔金北东向左行走滑及柴达木周边右行走滑断裂共同作用的结果。后者发育在昆中前寒武纪隆起带之上，东侧可以看到基底隆起呈指状伸入盆地内部。古生代及中生代沉积都很局限，从始新世开始强烈沉降，与柴达木一样沉降中心亦是由西南向北东迁移，依次发育渐新世（花条山组）→中新世（风尘口组、红石梁组）→上新世碱土梁组，总厚达 8000m 以上（张云翔等，1997）。构造上为一南陡北缓并向东倾伏的不对称向斜，西段南翼近轴部处发育和向斜轴大致平行的褶皱隆起带，地层倾角可达 65°～80°，而向斜轴部和倾伏端倾角可低到 10°以下。这一 NW 向褶皱带明显由一条 NW 向走滑断裂引起（图 4-31），可以看到它由一系列短轴背斜束组成，都与断裂平行或斜交，近断裂处昂起，背向断裂倾伏，褶轴走向随断裂走向的变化而变化。因此，库木库里盆地可作为走滑拉分盆地变形的一个典型实例，据此推测，柴达木盆地西部的一系列背斜的形成可能均与一系列次一级的走滑断裂有关，其逆冲分量可能属次要地位。

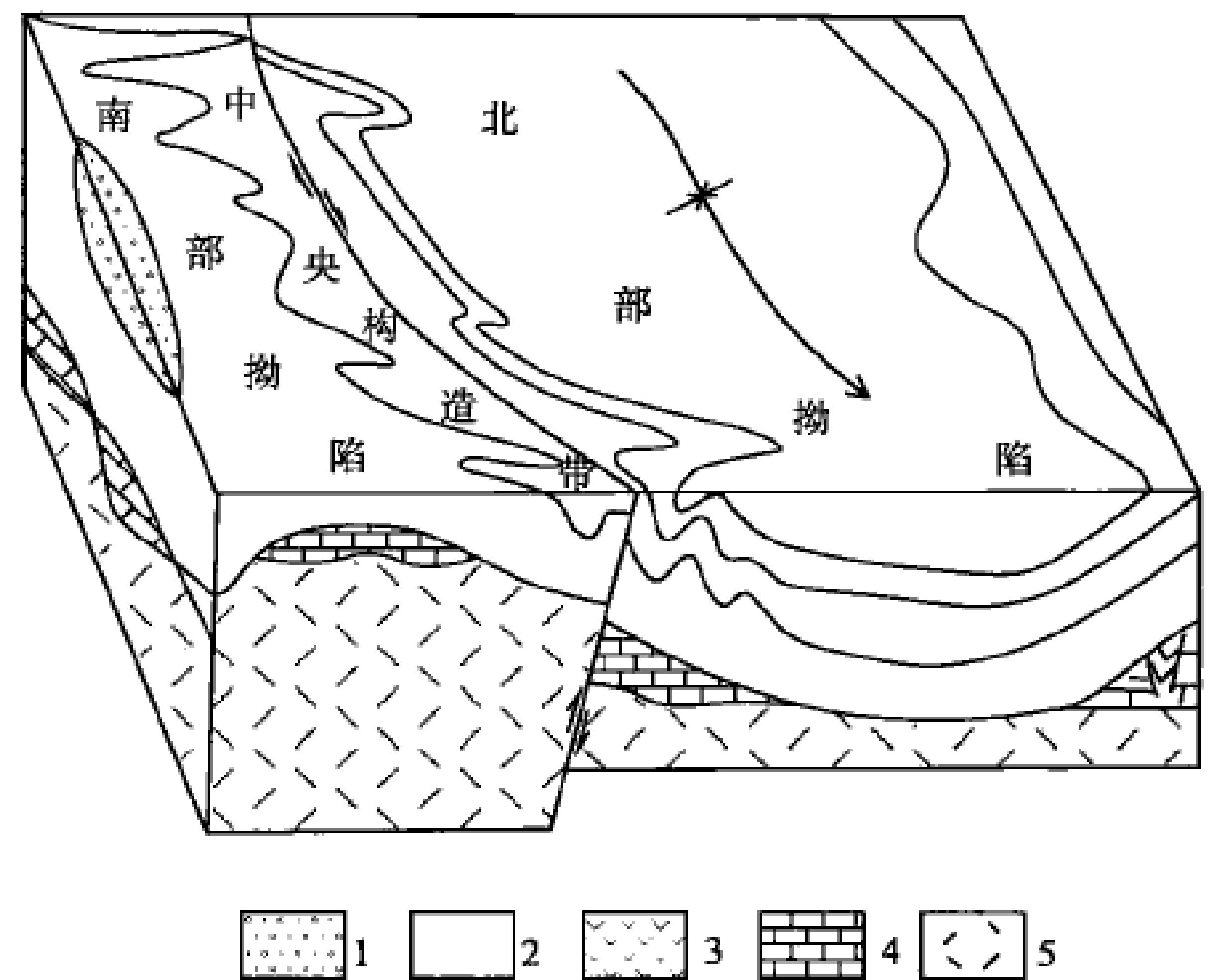


图 4-31　库木库里盆地成因模式图

1. 第四系；2. 古近系、新近系；3. 火山岩；4. 石炭系灰岩；5. 古元古界变质岩

4.4.2 滑脱型盆地

沿大型走滑断裂和推覆逆掩面上的滑脱都可以形成滑脱型盆地（Allen，1990）。西阿尔卑斯褶皱带中的潘诺尼安（Pannonian）盆地就是其中最有代表意义的盆地（图 4-32）。盆地的基底是一个小地块，上覆有薄的古生代至中生代台地相沉积，由于中新世早期至中期阿尔卑斯-喀尔巴阡带向西欧板块之上强烈推覆，从而导致后缘地区的滑脱拉张，地壳明显减薄，有厚达 3000m 的中新世至更新世沉积形成。因地幔明显隆起，故出现热异常、高的有机质成熟度和高的沉降速率（Has et al.，1996）。而推覆体西侧的维也纳盆地被认为是奠基在减薄（约 50%）的推覆体之上，有 3600m 的中新统形成。因沉积厚度的差异，故前者为热滑脱盆地，后者为冷滑脱盆地（薄皮盆地，地表热流值仅 $24mW/m^2$）。

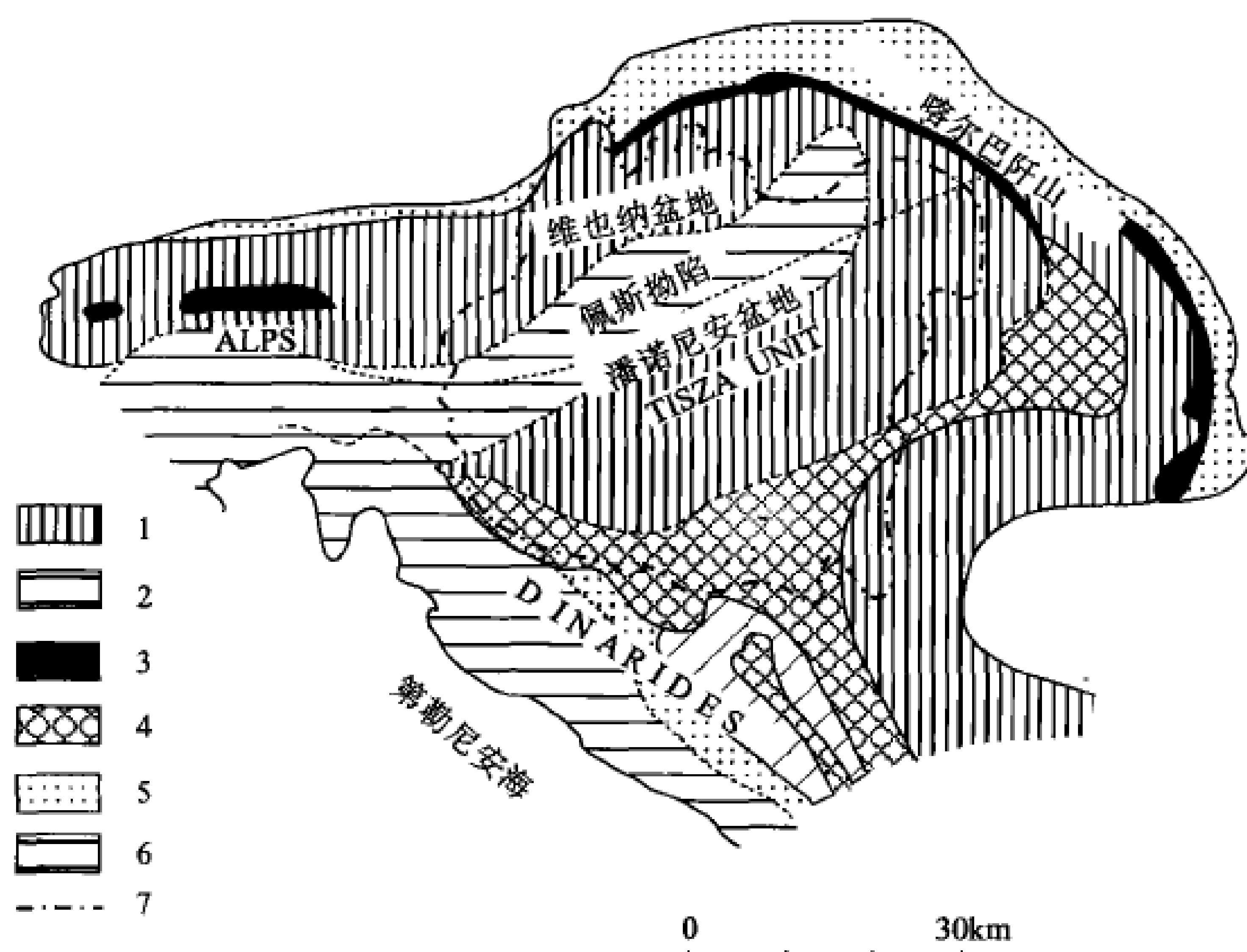


图 4-32 潘诺尼安盆地构造图

（Haas et al.，1996）

1. 欧洲陆缘；2. Apluian 陆缘；3. Penimic-Pieniny 洋壳；4. Varolar 洋壳；
5. 复理石带；6. 洋内碳酸盐岩台地；7. 潘诺尼安盆地边界

南天山的焉耆盆地和东秦岭的南阳盆地（见 8.2.8 节，图 8-9）都是沿走向上的滑脱，盆地两侧构造岩相带遥遥相对，无明显错开；边界呈犬牙交错状，是这类盆地两大特征。至于有无热沉降参与，则视拉张程度而定，南阳盆地的地幔隆起程度就比焉耆盆地更明显一些。

这类盆地中的坳陷和隆起常交错分布，下沉时间也先后不一，多与基底性质和边界断裂有关。以焉耆盆地为例，以中央隆起为界可分为北部和南部博斯腾湖两个坳陷，南部下沉时间早，为侏罗纪生油坳陷（沉降中心在四十里城-七星湖）；北部沉降晚，为古近纪-新近纪坳陷，第四纪时沉降中心又在南侧的博斯腾湖地区。主要原因是，南部坳陷的基底为霍拉山泥盆-石炭纪裂谷，故先期下沉；北部基底为中泥盆世台地碳酸盐岩沉积，较为稳定故下沉晚（陈刚，1998），第四纪时沉降中心向东南方向的移动则与天山弧逐渐隆起并向外扩展有关。图 4-33 是这一应力场的简要说明，意在表示因基底刚性程度的差异，在不均匀走向滑脱过程中，必然形成犬牙交错、此起彼伏的拉张盆地（车自成，1998）。

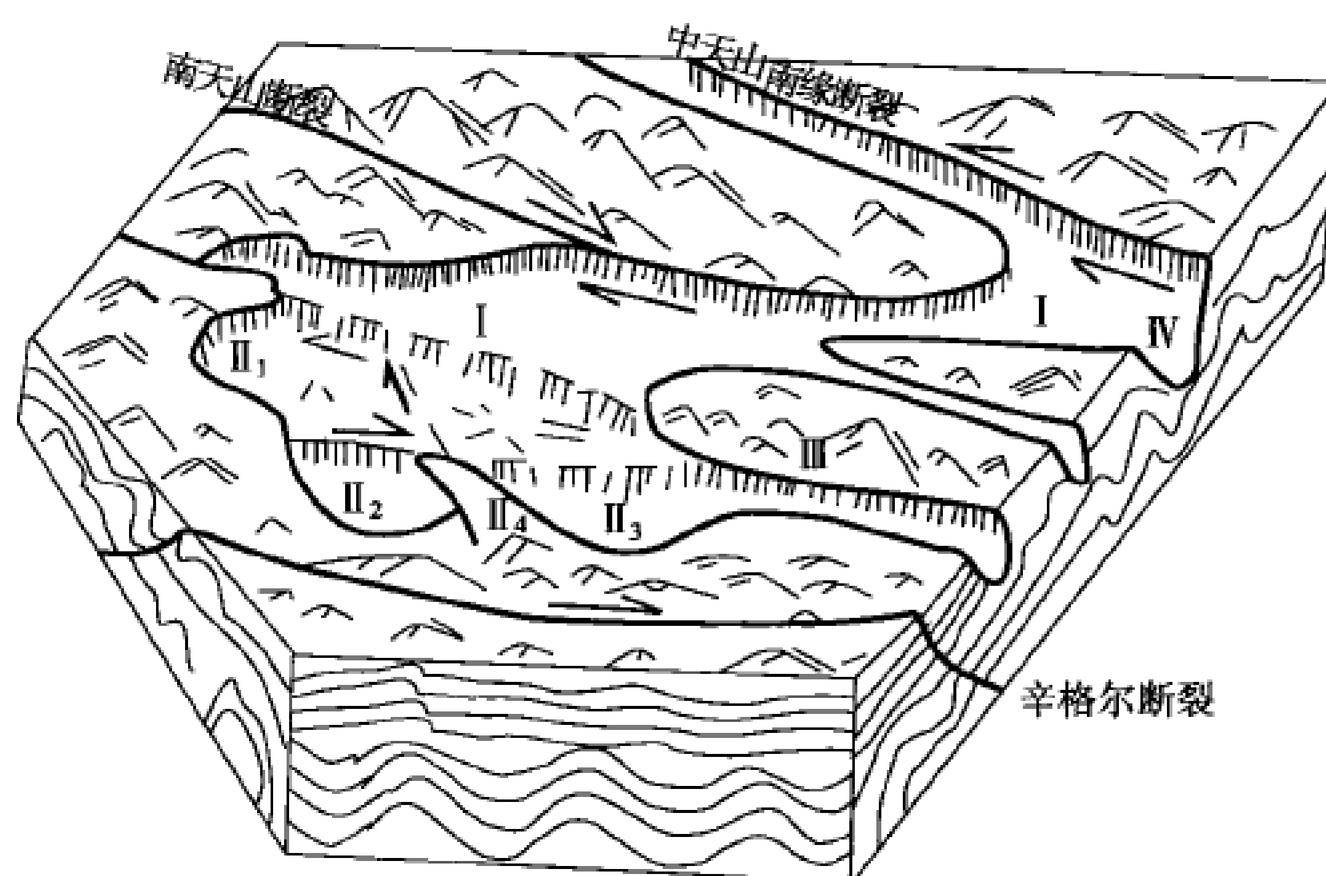


图 4-33　焉耆盆地成因模式示意图

Ⅰ. 北部拗陷；Ⅱ. 南部拗陷；$Ⅱ_1$ 四十里铺—七星湖拗陷；$Ⅱ_2$. 阿訇口拗陷；$Ⅱ_3$. 博湖拗陷；$Ⅱ_4$. 库带力克隆起；Ⅲ. 中央（焉耆）隆起；Ⅳ. 库米什拗陷

4.5　盆地基本构造样式

构造样式是在特定应力场作用下形成的构造几何形态，完全可以根据张、剪、压三类应力对其进行分类，这是盆地成因分类的基本依据。但它又不是唯一的依据，因为不同成因类型的盆地可以具有相同的构造样式，如伸展盆地与拉分盆地的剖面构造样式就完全相同；此外，某些不同成因的构造样式可以出现在同一类盆地中，如滚动背斜、正花状构造及底辟等挤压构造常常与拉张构造共处于同一个盆地中。这就要求对各类构造样式除进行运动学分析外，还要进行动力学特征的探讨，同时要结合区域构造演化史进行分析，方能得出盆地成因的正确结论。

4.5.1　张性构造样式

张性构造的基本样式就是地堑或半地堑，如图 4-34 所示，地堑可根据边界断裂产状分为平面型（断面平直）和铲式（断面向下变缓）两类。平面型有旋转和非旋转之分，前者为深部无拱顶效应（keystone effect），后者代表有深部隆起存在。铲式边界断裂形成的地堑是上部脆性破裂（重力下落）和下部韧性滑动共同作用的结果，一种情况下为非补偿型，即有轴部隆起存在，楔形空白区为假设的；一种情况是补偿断层消除了过度的轴部隆起，而以中心断块代替。

半地堑这类形态更普遍，“Y”形半地堑即一般所称的楔形断陷，常由一条主干断裂引起，多数情况下是由一组断裂形成的掀斜式断块，太行山麓和广西百色盆地这类构造很典型。半地堑中的帚状构造反映了上下层伸展量的不同，从内黄元村集断陷分析，下层中生界、石炭-二叠系比上层（新生界）伸展量大，故断面向上合并而成“帚状”；而冀中侯尚村断陷的情况是，上部的脆性破裂向下逐渐被塑性的下部地层松弛，故断面向下收敛（“倒帚状”）。二者都反映了上下层伸展量的不同。张性构造的平面组合主要为平行、斜列两种方式，一组平行的地堑半地堑构造反映了区域伸展变形是沿着隆起的一翼向前发展的；斜列总是与扭动构造有关。主断裂倾向，有同向、反向之分，同向表现为向同一方向的拉伸，相对式反向与基底断块下沉幅度大所形成的地堑有关；相背式反向断裂则分布于基底隆起的两侧。转换式平面组合则与区域剪

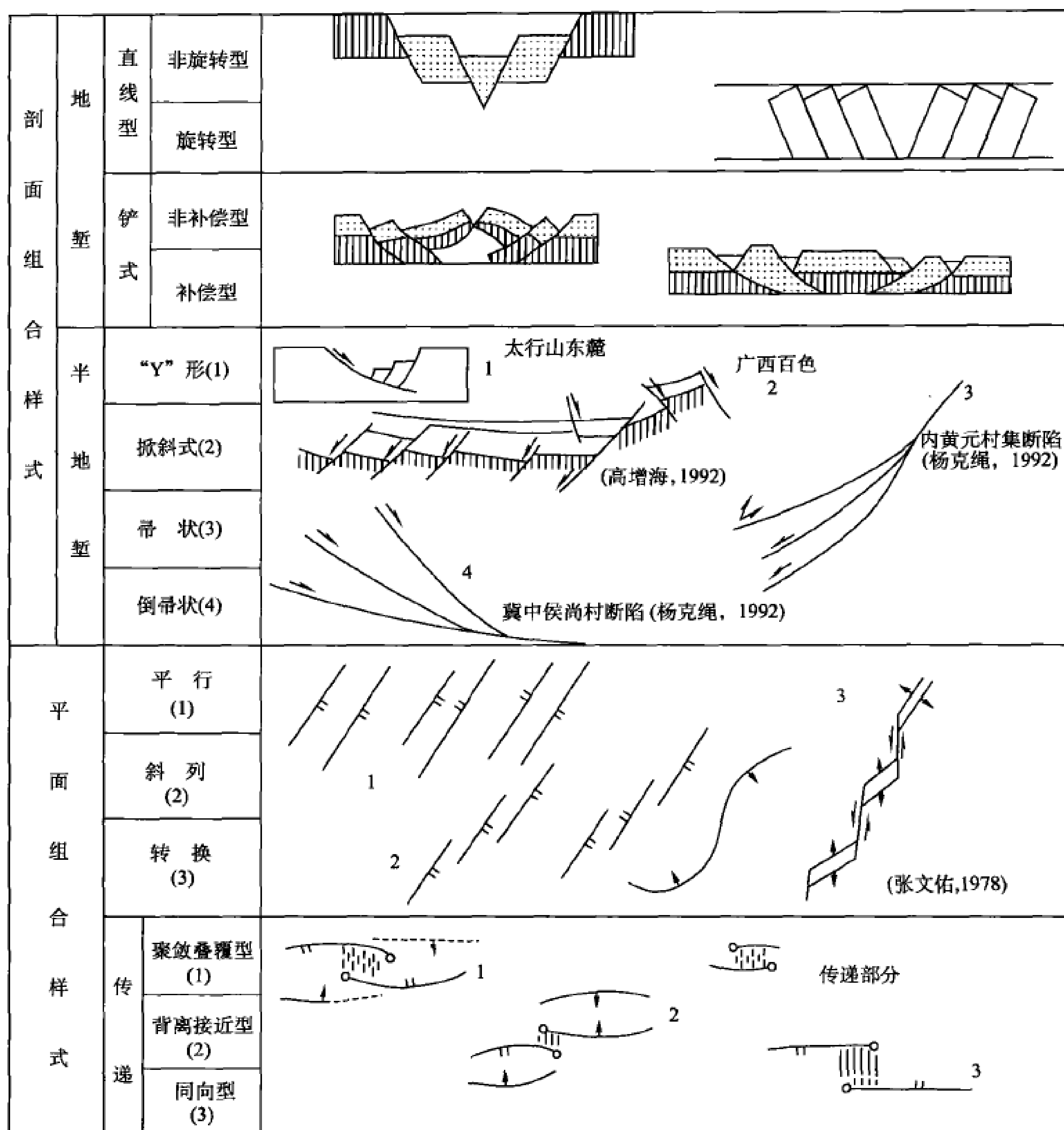


图 4-34　张性盆地构造基本样式

切应力场有关，已不属于一般意义的张性构造，只是两者的剖面构造样式有许多共同之处，张文佑（1978）曾把汾渭地堑看作转换式走滑断裂的典型代表。

张裂构造中的传递带是指为保持区域伸展应变守恒而产生的调节变形体系（Transfer zone）(Dahistron，1970)。传递往往表现为沿一个方向分散而逐渐消失，或通过斜向及横向分支断裂或挠曲的调节进一步向前发展，都是同一应力场演化进程中的产物。

4.5.2　挤压构造样式

1. 冲断构造

冲断构造是前陆地带最常见的构造样式（罗金海等，1999），是造山带向前陆盆地不断逆

冲推覆的记录。常用冲断系来描述一个滑动系统中所有的逆冲构造，一个简单的逆冲系由前一个逆冲系首缘逆冲断层与尾部的下一个逆冲系的首缘逆冲断层围限（图 4-35）。

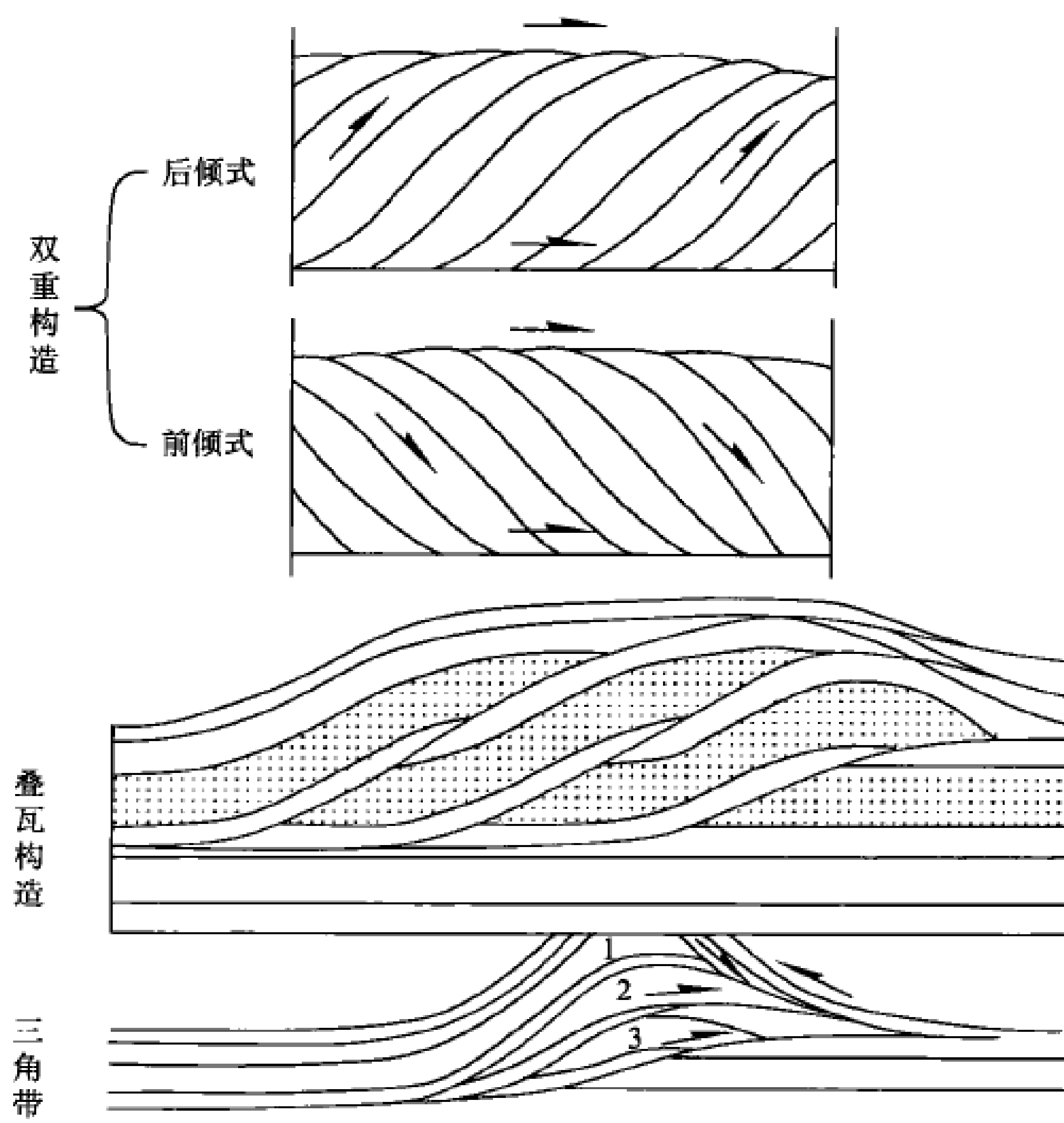


图 4-35 冲断构造主要样式

逆冲系（thrust system）一般由双重构造（duplex）、叠瓦构造和三角带组成（图 4-35）。双重构造是底板逆冲面与顶板逆冲面之间围限的一系列断片（horse）。

叠瓦构造由相互叠置且倾向相同的一系列冲断片组成，位于一条主逆冲断层上盘的位移量较小的叠瓦构造称为首叠瓦扇，同理，下盘的称尾叠瓦扇。一般认为前者发展顺序为后展式，后者为由后陆向前陆的前展式（Dahistron，1970）。当双重构造的顶板侵蚀后，也可出现叠瓦扇的平面图形；首叠瓦扇也可能是重力滑动的结果。

三角带是在逆冲受阻的情况下，主逆冲片与反向逆冲片的构造组合。三角带的形成主要取决于反冲断层逐步位移的能力，即取决于反冲楔形体临界角（稳定角）的比值。

2. 滑脱构造

滑脱构造是在挤压应力作用下，当滑动层均一并有区域上发育的主滑动面存在时，应力主要沿主滑动面传递，滑动层顺层滑动而形成不同形态的构造，图 4-36 是四川盆地东部不同形态的滑脱构造。这类变形均属于表皮褶皱的范畴，顺层滑动往往达数千米至数百千米。例如，上扬子地区的盖层褶皱一般都局限于三叠系嘉陵江组灰岩之上，少数达到石炭系；中亚科佩特山前的滑动都沿上侏罗统灰岩和膏盐层进行（图 7-34）。构造明显受滑动层岩性控制，例如强度弱而均一的上扬子地区以发育过渡型褶皱（指强度）为特点；科佩特前缘卡拉库姆盆地则多形成与盐底辟有关的短轴背斜。

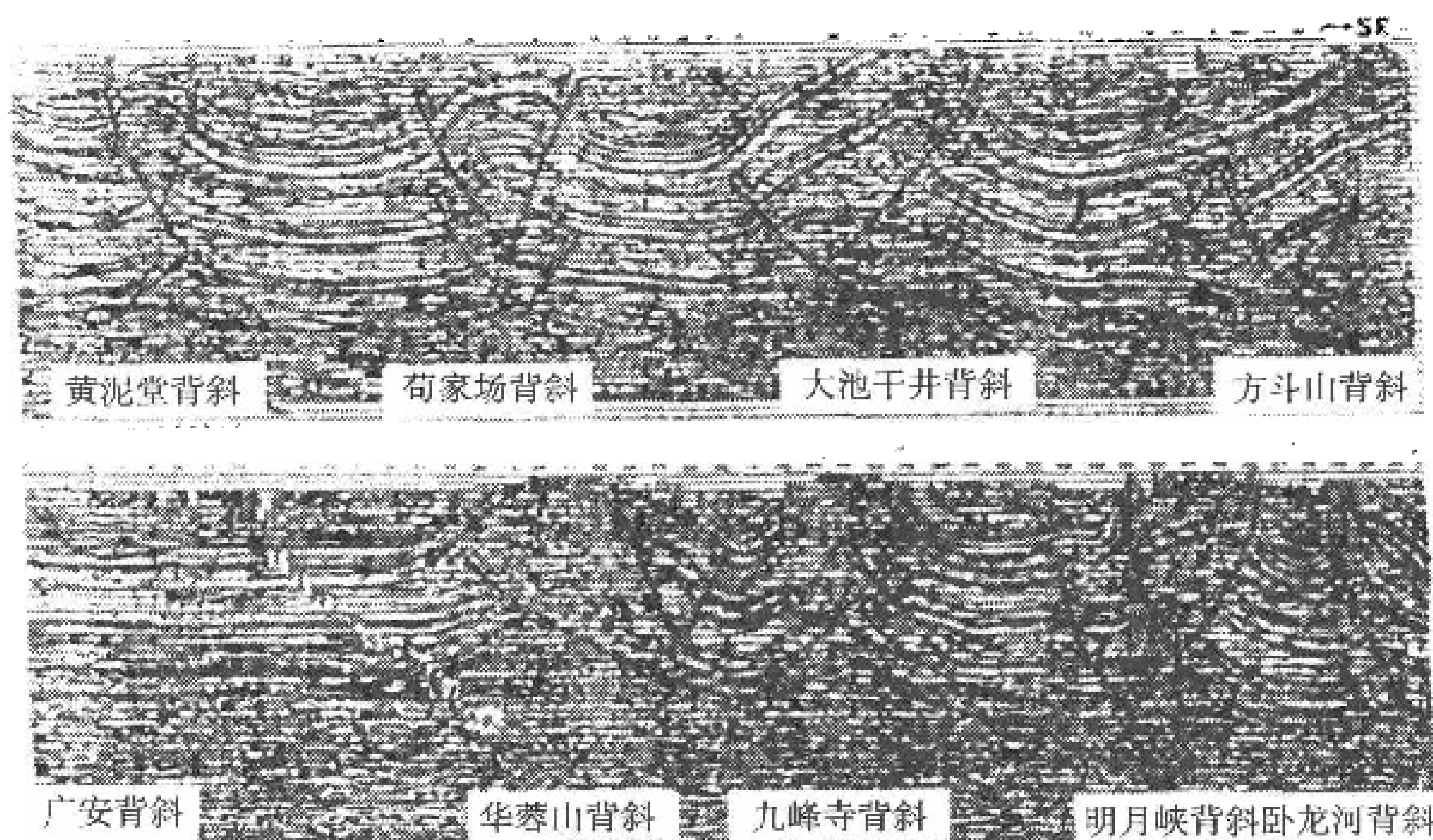


图 4-36　四川马角坝-丰都地震大剖面东段

（杨景岳和杨克绳，1992）

渝东-湘鄂西地区的滑脱构造还具有下述特点，形成机制见 9.2.2 节，图 9-8。

1）平面上规律变化

以华蓥山、七曜山、张家界-石阡断裂为界，可将滑脱褶皱区分为川中、川东、川东南、湘西四带，由东而西构造分带性极为明显：川中为舒缓的背斜与穹隆，褶皱轴向散漫不定；川东为隔挡式，背斜两翼陡、顶部平缓，向斜开阔；川东南为等宽的箱状褶皱（城垛状）；湘西为隔槽式褶皱，面向东南的走向逆冲断层发育。这种由西向东变形强度增强的变化，可能都起因于一系列顺层滑脱断裂，属于断层转折褶皱的范畴，应力前峰为活动强烈的隔槽式褶皱，远端的应力弱，则形成变形强度低的隔挡式褶皱，当断裂到达地表时，滑脱褶皱强度则减弱，如华蓥山、七曜山断裂。

2）同一构造带变形层次相同

同一构造带内，不仅褶皱剖面形态相似，而且所卷入的地层时代也相似。例如，川中以侏罗系为主；川东，由侏罗系组成向斜，三叠系组成背斜；川东南，由古生界组成背斜，二叠-三叠系组成向斜；湘西，由元古宇震旦系组成背斜，下古生界组成向斜，说明同一构造带变形构造层次基本相同。

3）各构造带变形期次不同

如湘西带，上三叠统小江口组沉积前，下白垩统洞下场组沉积和新近系沉积前都曾发生重要的构造变形；川东南有二次变形，一在上白垩统-古近系正阳组沉积前，一为正阳组变形；川东带第四纪以前的盖层中未见不整合（缺失 K、E-N 沉积），故过去多认为其褶皱变形是晚燕山运动（四川运动）的结果，新的研究证实四川盆地中的主要变形期是喜马拉雅运动。

4）新近研究成果

应力方向总的表现为由南东向北西的逆冲，当滑动前峰在华蓥山山前受到四川地块的强大

阻挡时，滑动体系的上层则形成反冲滑动体系。故剖面构造形态表现为以恩施茶山-白果坝背斜带为界，以东的背斜带为东缓西陡的基底滑动；以西直至华蓥山一带均为西缓东陡表层滑动而形成的反冲滑动体系（图 9-8）。

另有一种意见（四川地质矿产局，1991）认为，这里曾发生多次变形，上述构造形态是叠加变形的结果，隔挡式反映一次变形，堆垛式反映两次变形的叠加，隔槽式则反应三次运动的叠加。

4.5.3 反转构造样式

“反转构造（inversion）”一词原意指构造低地转变为构造高地（Glennie and Boegner，1981），显然指的是盆地反转，前陆盆地都发育在伸展作用的基底之上，后来的发育主要依赖于冲断负荷作用下的地壳挠曲，应是典型的正反转构造。

构造形态的反转表现为：正断层被逆断层或褶皱所代替称正反转；逆断层被正断层所代替就称为负反转。断裂滑动方向正好相反的情况极为罕见，多数反转构造是斜向滑动叠加的结果。反转构造与油气聚集关系密切。例如，大庆长垣（图 4-37）、婆罗洲陆架盆地中的反转背斜（图 4-38）等都位于早期的深断陷盆地中，故都是油气的富集区。成因类型及构造样式主要有两类：

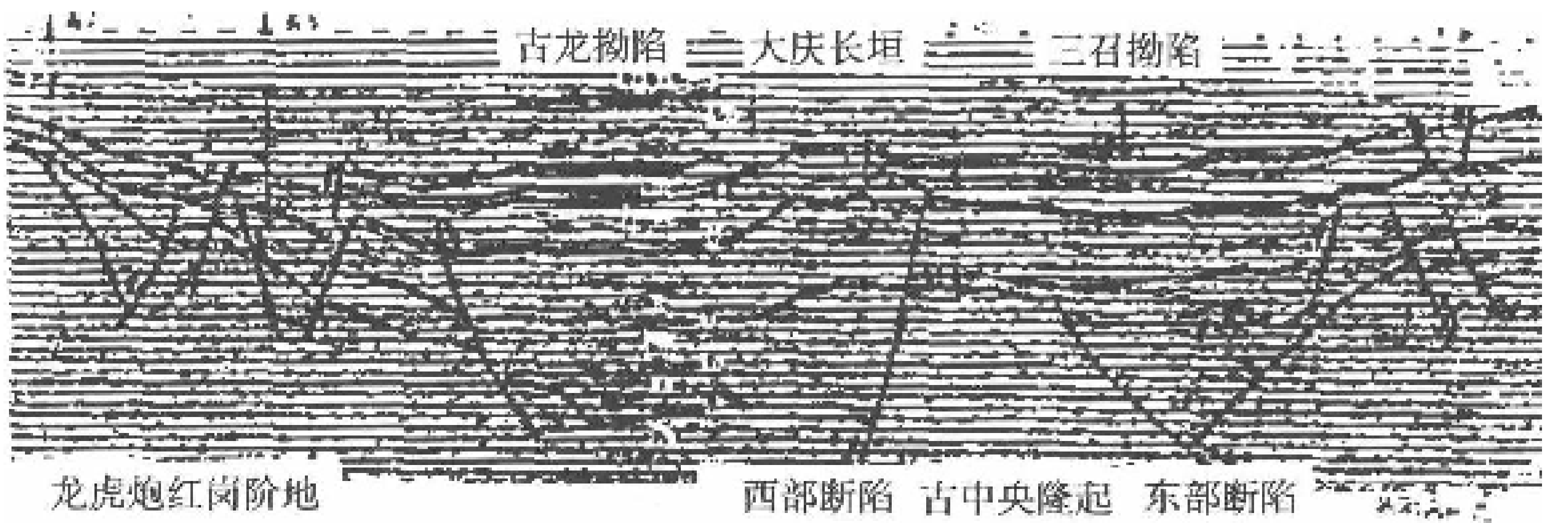


图 4-37 松辽盆地北部 L-620 地震剖面
（杨克绳，1992）

1. 因盆地构造性质的改变

盆地性质由早期的拉张断陷而改变为晚期的挤压回返；图 4-38 所示的婆罗洲陆架盆地就属于这一种情况，其中的反转构造往往不是孤立的，而是成排成带出现。

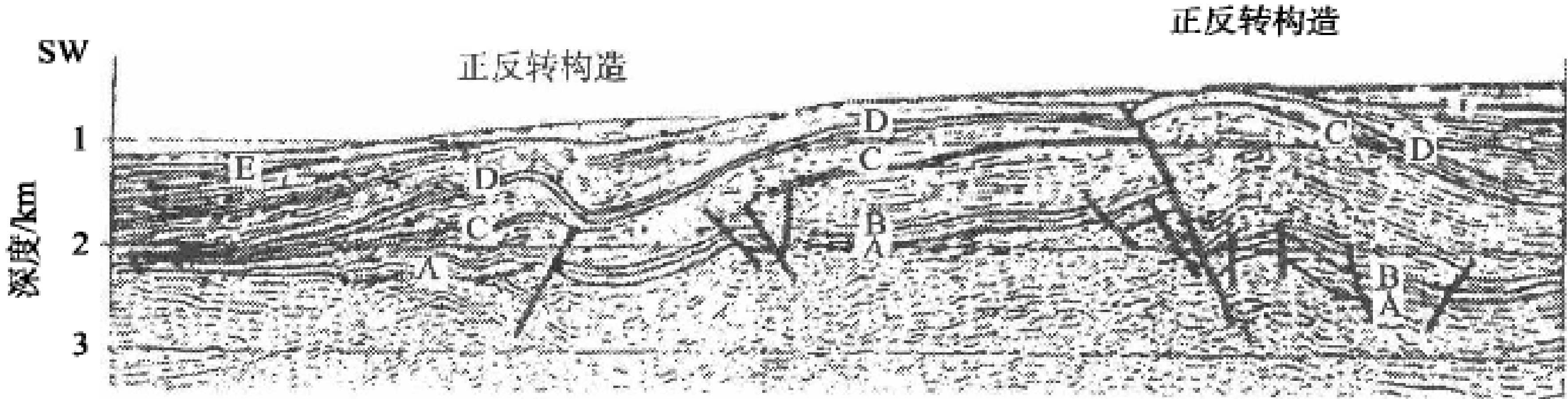


图 4-38 婆罗洲陆架盆地地震主剖面
（Bally，1981）

前陆盆地应属于这种情况，但前陆盆地多被后期强烈的挤压变形所改变，常没有反转构造保留，这类地区可分为全反转变形带和半反转变形带，在半反转变形带中可能看到正反转构造。

McClay（1992）主张前陆盆地的反转构造多与早期犁式断裂的后来反转有关。这类构造的突出特点是：伸展层（犁式断裂主活动期发育的地层）只在上盘近断层处明显加厚，离开断层，上下盘伸展层厚度大体相等。

2. 由局部应力场改变而形成的反转构造

这类构造多发育在伸展型盆地中，常与塑性层的上拱（底辟）有关，但多是孤立出现，此外还可能与逆牵引背斜的发育有关（图 4-39），后者也有人称之为半正反转（杨克绳，1992）。

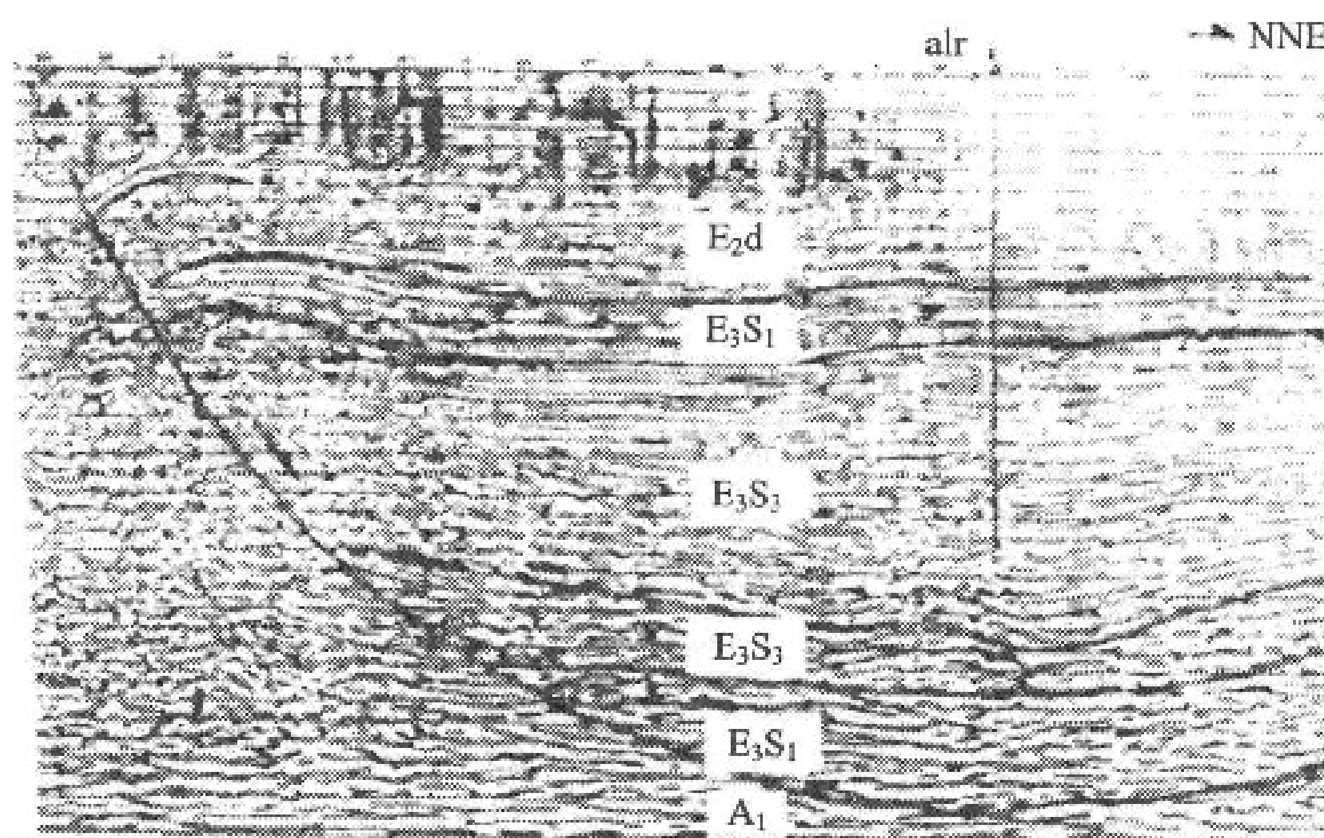


图 4-39　大民屯断陷 F733. 0 地震迭偏反射剖面南半段
（王祁军等，1992）

4.5.4　扭动构造样式

扭动构造因多发育在拉分盆地中，所以剖面上与一般伸展型盆地并无太大区别，均以地堑构造为特征。它与伸展型盆地在构造样式上的不同主要表现在平面上，斜列的隆起、拗陷是这类盆地的最大特征。

1. 剖面构造样式

剖面构造样式一般也是地堑或半地堑，但典型的拉分盆地常呈中央深陷的漏斗状，如费尔干纳盆地（图 4-40），后期拗陷的扩展有限，这可能与较大的拉张应力仅局限于断裂复合部位有关。

2. 平面构造样式

平面构造样式最大特点是盆地中的拗陷和隆起多呈斜列状，与主扭滑断裂有较大的角度，如图 4-41 所示的酒东盆地，下白垩统拗陷轴几乎与北祁连山前断裂直交。这明显区别于伸展和前陆盆地，后者的拗陷轴均与边缘构造带平行（图 4-41 中的新生界）。

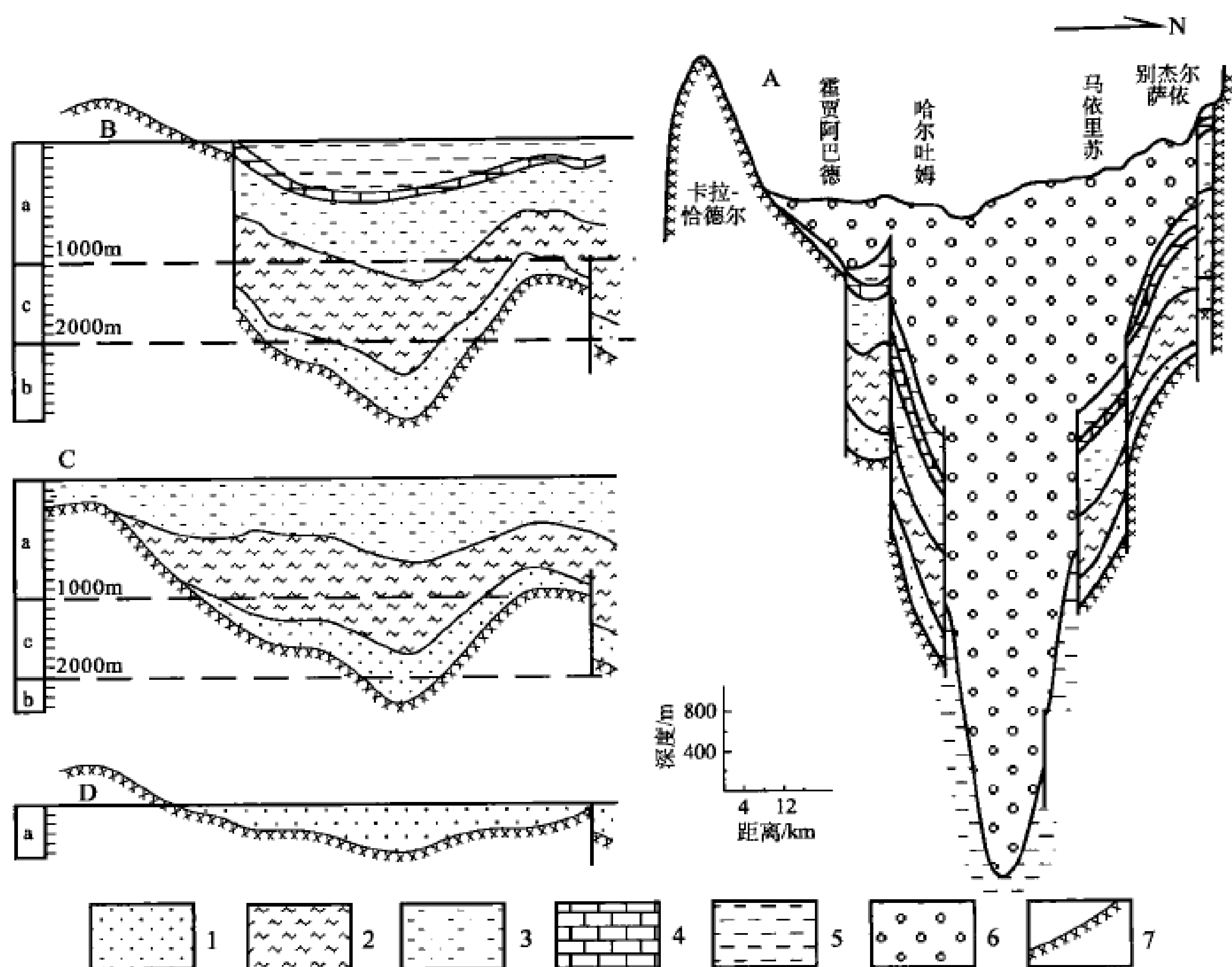


图 4-40　费尔干纳盆地构造演化模式

（Бабаева，1999）

1. 陆相碎屑岩（J_1-J_2）；2. 红色岩系（K_1-K_2）；3. 海陆交互相（晚白垩世晚期）；4. 海侵碳酸盐岩（E_1）；5. 海相泥岩（E_1-E_2）；6. 与造山作用同时的陆相磨拉石（N_1-N_2）；7. 红色岩系形成之初的古构造。a. 潜在的生油岩带；b. 油的主要形成与排出带，伴生少量的气；c. 气和少量油形成，并局部排烃地带。示意剖面：A. 新近纪；B. 古近纪；C. 白垩纪；D. 侏罗纪

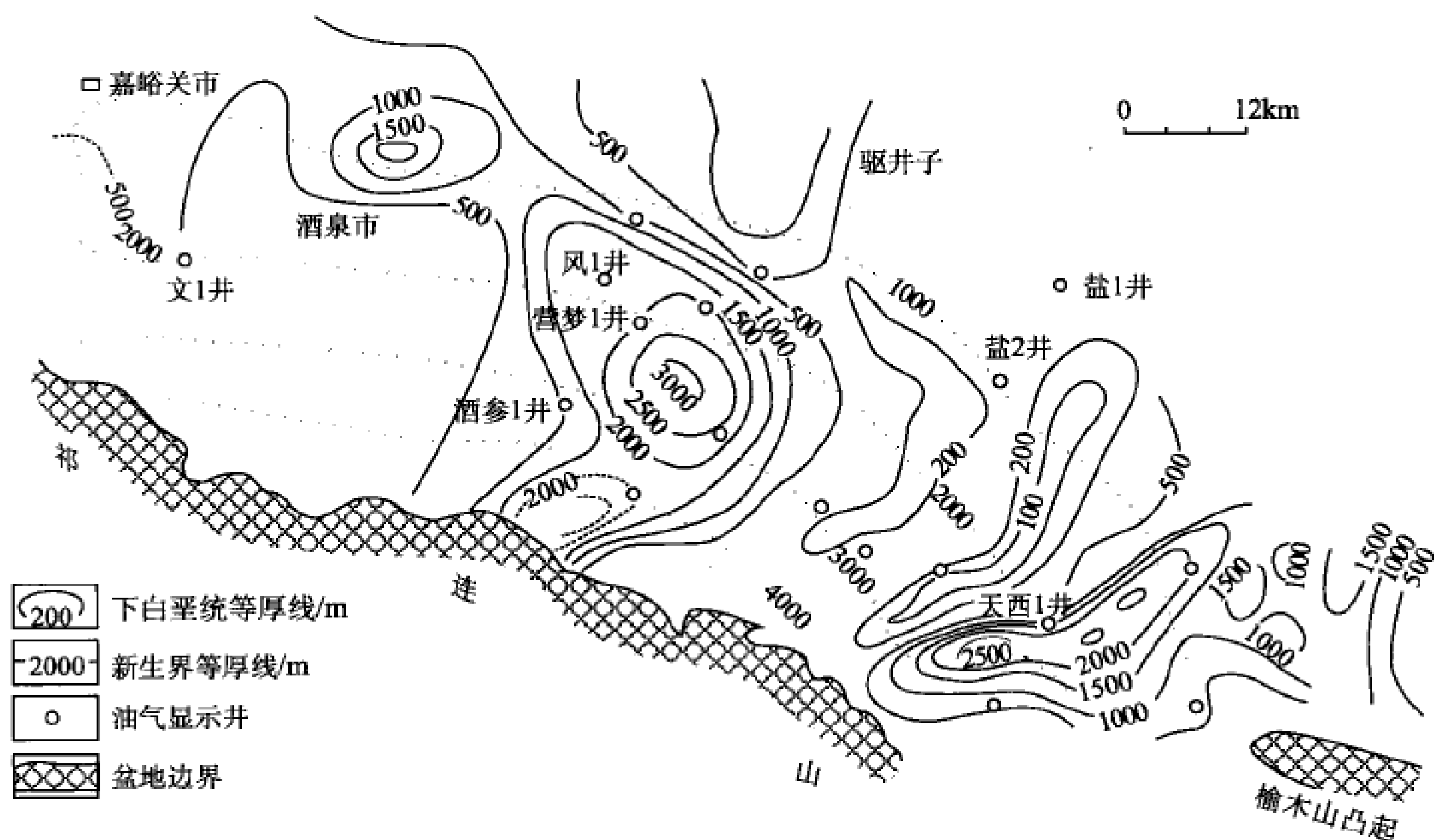


图 4-41　酒东盆地下白垩统-新生界等厚图

（玉门油田，1994）

3. 与走滑断裂伴生的反转构造

与走滑断裂伴生的反转构造主要类型有正花状构造和负花状构造。花状构造是一种较特殊的扭动构造，也有人称棕榈树构造（palm tree structures；Syrvester，1984）。其特征是：断层带呈近直立的窄带，在沉积盖层中，断层向上并向侧旁分叉张开，共同组合成辫状撒开的断裂带。一般认为花状构造的形成与主滑动断层在走向上的离散型与聚敛型构造的发育有关。例如，与拉分盆地伴生的花状构造就与正断层有关，出现向斜型构造，这就是"负花状构造"（图 4-42）；而以发育滚动背斜、逆冲断裂为特征的"正花状构造"常与断层缩短段的聚敛变形有关（图 4-43）。

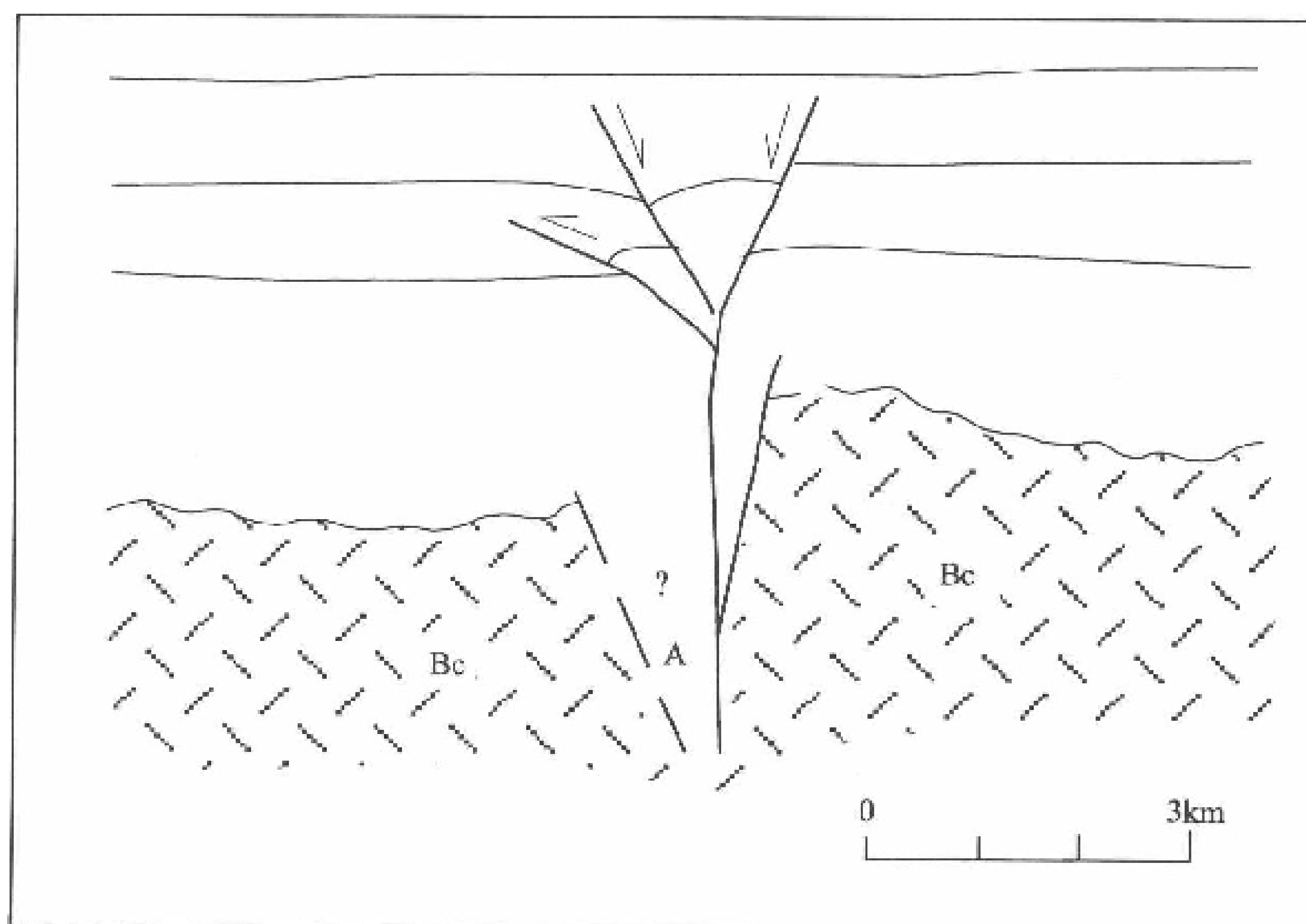


图 4-42 负花状构造示意图

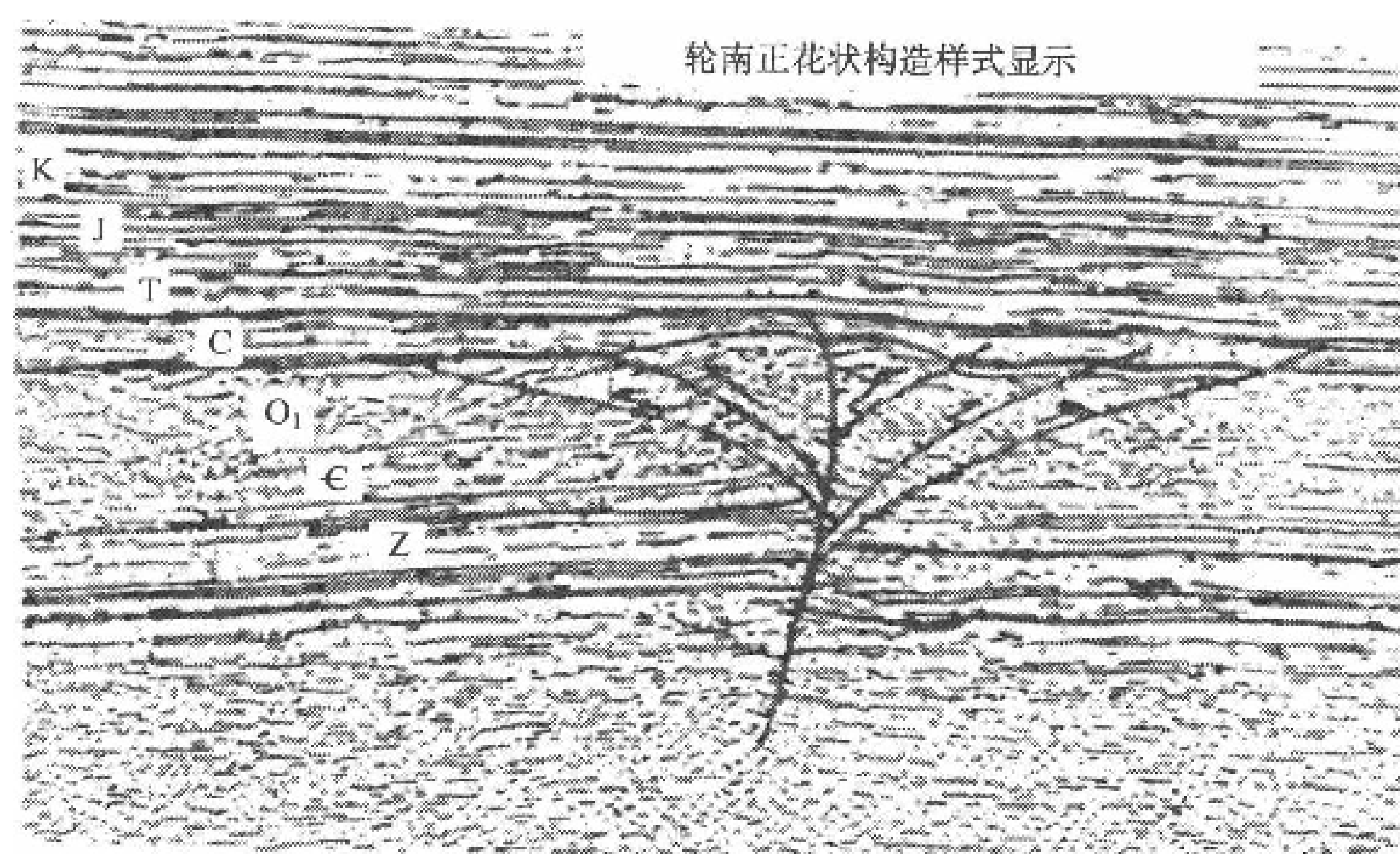


图 4-43 塔里木盆地轮南正花状构造样式
（高增海，1992）

4.6 全球海平面升降幕的同步性

尽管盆地的成因类型各种各样，构造样式也完全不同，但海平面变化所反映的全球升降幕却表现出大致同步，显然这取决于一个共同因素，而不受某一盆地具体形成机制的限定，故在盆地成因分析中要识别和应用这一因素。Vail（1977）通过在地震剖面上识别不整合的方法，总结了全球地震地层系的相互关系，建立了全球海平面相对变化的一、二、三级旋回，其中一级旋回由前寒武纪到早三叠世、中三叠世到现在两个巨旋回组成，认为这是由大洋中脊体积变化所引起。Donovan 和 Jones（1979）指出，由洋脊体积的变化而导致海平面变化约 300m（1cm/a）；二级旋回为 10～80Ma 中长期海平面迅速下降到缓慢上升，认为这与板块分裂、漂移和重组有关，大陆冰川作用也可能是个重要原因，后者可导致海平面变化约 150m（1cm/a）；三级旋回的周期为 1～10Ma，表现为海平面缓慢上升到紧接着迅速下降的多次重复，多认为主要与冰川、干燥等气候变异有关，各孤立洋盆的干涸萎缩可导致海平面变化约 150m（1cm/a）（Donovan et al.，1979）；更小规模的旋回称为准旋回，常表现为顶底为水深迅速变深的层序界面，而本身是向上变浅的层序，准旋回与准层序相对应，常反映为高频的气候变化。

图 4-44 反映一、二级旋回确具有全球性，应该与全球性板块分裂及重组（碰撞）有关，表现为克拉通盆地沉降速率与造山运动的时间关系密切，分隔较大地层层序的“全球”性不整合与 Stille（1924）提出的造山幕非常一致（Bally and Sndson，1980）。

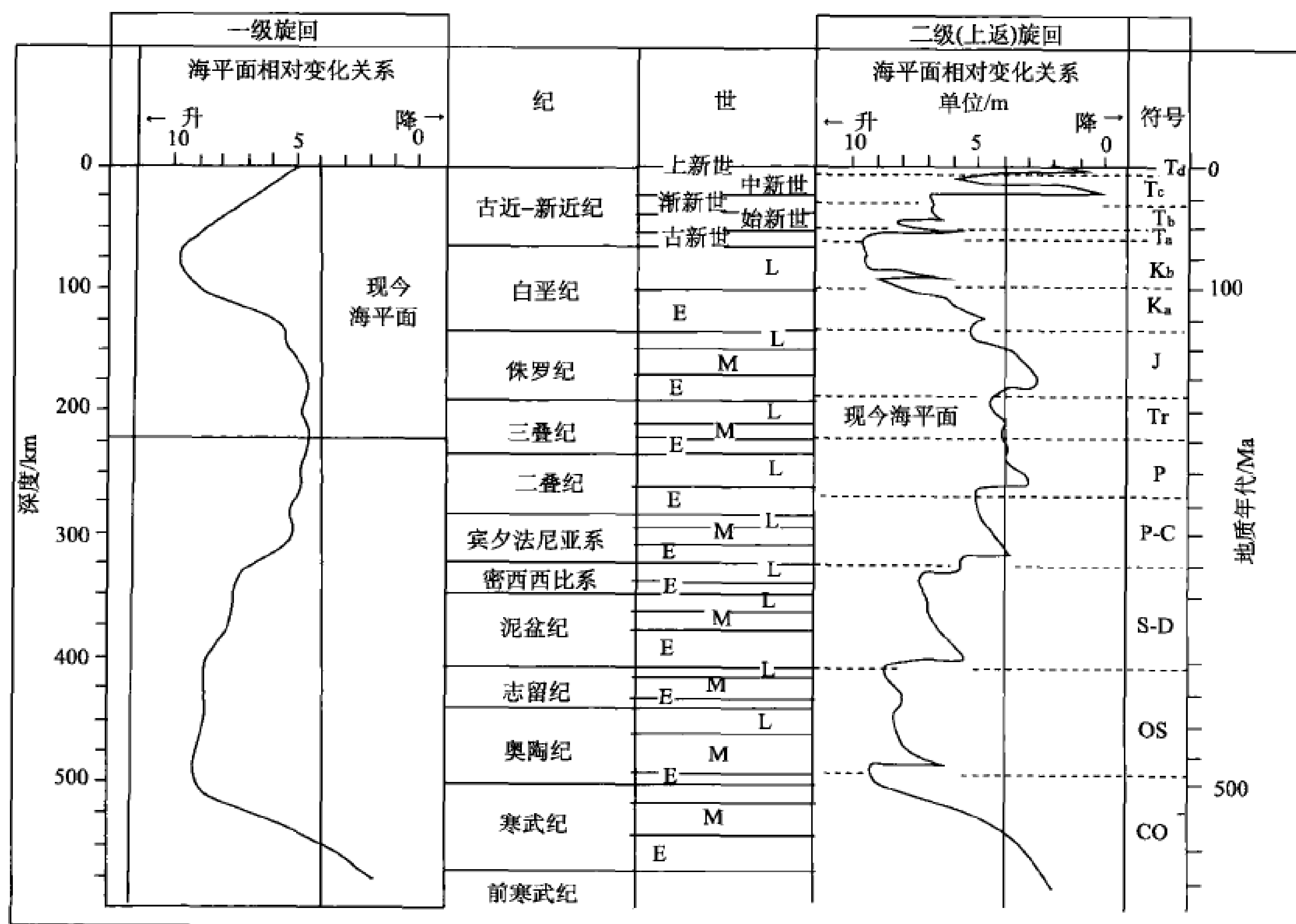


图 4-44 显生宙时期全球海平面变化一、二级旋回

(Vail et al.，1977)

海平面变化主要反映在沉积地层中。早在 21 世纪初，学者们已经认识到：在大陆以及全球范围内，存在一些同时的、可以对比的地层学事件，如全球性的寒武系底部的不整合；奥陶纪和白垩纪大规模地海进和白垩纪之后的海退；古元古宙、晚前寒武纪、晚奥陶世和早石炭世-中二叠世的冰期及劳亚大陆石炭纪的煤与新元古代的干旱沉积等，对此曾提出过比群、超群更高一级的构造层（synthem）的概念，用以表示在一次全球性构造事件中所形成的地层体系。以此为基础发展为 20 世纪 70 年代以来的层序地层学，目前它是人们识别和研究海平面变化的最有效手段。

Vail 等（1997）慎重而正确地强调，海平面变化与海进和海退不一定有关，因为后者只反映沉降速率与沉积物补偿速率之间的平衡，海进只反映海平面波动速度的变化，表现在短暂的时间里沉积物的供应跟不上沉降幅度。

海平面变化速率对不同沉积史盆地的影响表现为（图 4-22）：在三个沉降率随时间呈指数减小的伸展盆地中，在盆地沉降率比全球性海平面下降率大的地方发生海侵（假定没有沉积物注入），反之发生海退。沉降率越大，海退事件发生越晚，海侵持续时间越长，盆地 C 与盆地 B 就是如此。图中 FB 为一个加速沉降的前陆盆地，表明经历了长期持续地海侵。

沉积层序是构造、海平面升降、气候及沉积物供给量的共同反映，其中起主要作用的是构造条件，所以盆地沉积层序是其成因特征的最明显标志。

层序是指由顶界与底界面所限定的一个有成因联系的相对整合的地层序列。顶界面与底界面有整合和不整合两类，不整合界面是指具有地表剥蚀作用（或为相应的海底侵蚀）或有地表暴露证据的界面，代表上下层间有较大的沉积间断；整合面是指其上没有侵蚀作用和无沉积作用的界面。不整合现象又分为超覆尖灭和侵蚀（剥蚀）两类，超覆尖灭是地层在其原始沉积边界上的侧向消失，有上超（onlap）、下超（downlap）和顶超（toplap）之分；上超是水平地层向原始倾斜面的超覆尖灭；下超是倾斜地层向原始水平面或倾斜面下倾方向的超覆尖灭，下超和上超合称为底超；顶超是上界面处的超覆尖灭，表现为无沉积作用和弱的侵蚀作用。侵蚀界面则是剥蚀引起的侧向消失现象。整合则指层序没有对着上部或下部边界消失（图 4-45）。

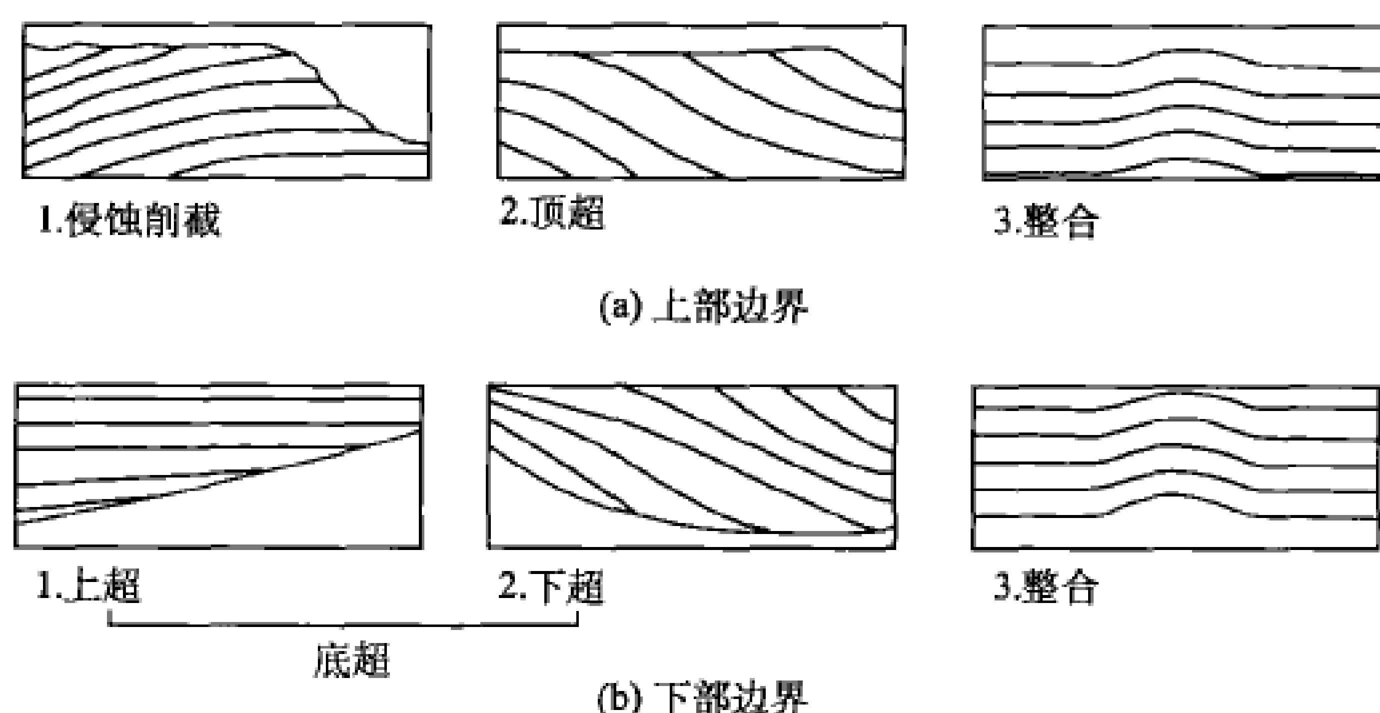


图 4-45　地层与沉积层序边界的关系

（Mitchum et al.，1977）

层序界面的形成与沉积补给无关，故具同时性。例如，当海平面相对快速下降，沉积物亦快速而大量补给时，形成强烈侵蚀的层序界面；当沉积物补给量小而缓慢时，形成地表广泛出露但侵蚀微弱的层序界面。以往的海进、海退概念受沉积物补给的严重影响，因滨线的移动主

要由沉积物补给的局部差异所引起，并非海平面升降所致，故在区域上是穿时的。

层序由准层序和准层序组构成，准层序（parasequence）是以海泛面或与之相应的面为边界，由成因相关的层或层组构成，反映水深的迅速变化。海泛面（marine floodingsurface）是水深突然增大的界面。准层序组由成因相关的准层序组成，并且是具有一定叠覆样式的地层序列。

按照层序界面特征，通常将其分为Ⅰ型和Ⅱ型，每一类型又由三种体系域组成，包括低位体系域、海进体系域和高位体系域，低位和高位仅指体系域在层序中的位置而言。低位体系域是指海平面相对迅速下降和相对上升早期形成的沉积；海进体系域是在海平面相对迅速上升，海水逐渐变深情况下的沉积，其上界为下超面或最大海泛面，下界面为海进面或层序界面；高位体系域是海平面上升后期、稳定期和下降早期的沉积，其下界面为下超面或最大海泛面，上界面为层序界面。

第5章　中国及其邻区板块构造区划

5.1　板块类型

常说的板块主要指板块、微板块（小板块）两类，但对其严格的定义和区分深入讨论得不多。此外还存在一种联合板块，其含义类似于联合大陆，但范围要小得多，应该讲这三类板块是目前进行板块构造单元划分主要面对的问题。

（1）板块（plate）。从板块构造角度理解，一个板块应以克拉通地块为核心，被较为完整的活动或被动边缘所环绕，有独立的漂移史、沉积作用史、岩浆和变质作用史，不同的板块其演化历史显著不同。

克拉通地块是一个板块的骨架，因为板块是刚性的岩石圈板块，没有一个刚性的克拉通地块支撑，板块就很难独立移动。这里的克拉通地块因不同于一般构造意义的地块故可称为台块，台块又可以按台隆、台凹、台盆作三级或更次一级构造单元划分。

（2）微板块（microplate）。一个含义是它是一个小板块，也以克拉通地块为主体，周边残存有被动或活动边缘及板块活动的遗迹，有不同于周边的独立演化史；另一个含义是因其小而破碎，自身大多受到不同程度地改造。以伊朗-阿富汗为例（图10-4），在高加索-科佩特-兴都库什与南缘的扎格罗斯构造带之间，夹着中伊朗、东伊朗（鲁特）和阿富汗的赫尔曼德（锡斯坦）等几个微陆块，这些陆块周缘均被晚白垩世-古新世蛇绿岩与混杂堆积环围，钙碱系列火山及侵入活动持续到古近纪末。其演化历史和构造线方向与南北两侧板块缝合线均不相同，表明这些小陆块都曾独立漂移，最终镶嵌到欧亚大陆南缘。从中伊朗的演化历史可以看出，微板块与地块是两个完全不同的地质体，后者在造山带中仅以中间地块的形式出现，通常不具有微板块那样复杂的板块运动史。

（3）联合板块（united plate）。由许多微板块组合而成的板块，早期，组成它的微板块各自有独立的演化史；晚期，联合在一起作为一个统一的板块运动，所以早期活动的记录差异甚大，各不相同，各自代表微板块自身的历史；晚期常发育统一的板块边缘和相应的蛇绿岩建造。

中亚-东亚有两个大的联合板块，北侧为巴尔喀什-佳木斯联合板块（见第6章），南侧为伊朗-滇藏-印支联合板块（基梅里板块）（见第10章）。它们都是由众多的具有较长演化历史的微板块联合组成，后者于喜马拉雅造山期一致与阿拉伯-印度板块碰撞（早古近纪）；前者在海西末期一致与卡拉库姆-塔里木-中朝板块碰撞。

地块（massive或block）：这是应用非常广泛的地质学名称，一般理解的地块指轮廓清晰、刚性较大的地质体，对其大小的理解也差异很大，大的可到板块一级，小的可作为大比例尺地质图的填图单元。这里指台块的进一步划分，或是夹在造山带之中的一些刚性较大的块体，其演化史与周边地区相似。

地体（terrane）：全称应该是移置地体（allochthonous terrane），是指来源较远的地质体，其成因也与地块明显不同，它们早期是作为海底高原附着在板块之上远距离地漂移，在板块俯冲-碰撞过程中被卷入大陆边缘构造带之中，故其构造特征与周边地区显著不同（见3.2.4

节)。现在多把地体理解为它是从别的板块上崩落下来的，故它的特征代表的是母体板块而与现在的位置无关，这就与微板块的概念完全相同。典型的如蒙古国北部地区(图 6-7)，这里存在着许多小地体，其中大多保留着文德—早寒武世蛇绿岩，现在的构造方向非常零乱，多认为它们都是从西伯利亚板块上崩落下来的块体。

特殊构造区块：特殊构造区块是指夹在构造带中的一些至今成因尚不十分明确的构造单元，典型的如构造楔（tectonic wedge)：构造楔简单地理解就是异地断块或外来断块，是后期走滑活动插进来的外来地质体。它们与现今周边构造带均不协调，但其演化表明其来源又不太远。因此可以认为它们是后期楔进来的块体，如不将其单独划分出来，板块构造区划就难以进行或得出完全错误的解释，如塔里木与中朝板块间的北山构造楔（图 7-21)。

5.2 板块边界类型

5.2.1 板块边界的不同划分方案

(1) 众所周知，板块边界以发育蛇绿岩混杂岩、高压变质，两侧深部结构、古地理和古构造环境完全不同为标志，据此 Dickinson（1972）把板块边界分为缝合线边界与转换型边界两类。

(2) 王鸿祯等（2006）提出地壳对接带和叠接带的概念，他们把代表已经消失了的广阔海盆的主要地壳缝合带或分界带称地壳对接消减带（CZ)，将增生于古大陆边缘的岛弧缝合带称地壳叠接带（AZ)。在他们所编的图中，在中国境内划分了九条对接带：①江山-绍兴（晋宁)；②祁连-秦岭（加里东)；③南祁连（加里东)；④南天山（海西)；⑤额尔齐斯-阿尔曼泰；⑥贺根山（海西)；⑦木孜塔格-玛沁；⑧凤县-舒城（商-丹)；⑨雅鲁藏布江（喜马拉雅)。九条叠接带：①西昆仑（晋宁)；②东昆仑（晋宁)；③库地（印支)；④温都尔庙（加里东)；⑤北天山（海西)；⑥金沙江（印支)；⑦昌宁-孟连（印支)；⑧班公湖-怒江（燕山)；⑨利吉（喜马拉雅)。三条走滑边界：阿尔金、郯庐、红河。

(3) 任纪舜等（1999）把东欧、北美、南美、冈瓦纳等这些巨型板块间的碰撞带称为硬碰撞，把塔里木、中朝、扬子这样一些板块称为微陆块，其间的碰撞称为软碰撞，从而就有了硬碰撞缝合带和软碰撞缝合带之分，他们总结的软碰撞造山作用有下列一些特点：构造-岩浆作用主要限于逆冲板块一侧，下插的大陆块一侧只经受轻微影响；一般并不产生大规模的逆掩断层、推覆构造和大规模的壳源岩浆作用；造山带各单元相对位置并不发生重大改变；碰撞后洋盆消失，但海水不一定退出，山脉不一定升起，即碰撞不成山，故缺乏磨拉石沉积。他们把陆-陆碰撞带在造山旋回后的再次俯冲消减过程称为叠覆造山。

(4) 威尔逊旋回主张大洋的张开和闭合曾多次发生，并推测在太古宙、元古宙和古生代末全球曾多次出现联合大陆。据此，姜春发等（1980，1992）将这一现象称为开合构造，主张地壳的扩张和压缩因地幔对流方向的改变而不断交替。杨巍然等（1991）进一步将板块的开合分为五种类型：岩石圈的大开大合，指大陆解体、大洋壳形成全球岩石圈的开合运动；岩石圈的小开小合，主要集中于一个岩石圈内部的开合运动，局部地区可因断裂切穿岩石圈而有洋壳出露；岩石圈的顺层开合，岩石圈内沿一个或多个薄弱面发生的顺层构造；岩石圈内的切层开合，指由岩石圈内正断层和逆冲断层引发的伸展和冲断构造；地体的开合，地体脱离母体而在新的位置上的归并。

5.2.2 板块边界类型的划分

从以上的讨论中可以看出，由于陆内构造，特别是亚洲陆内构造的复杂性，我国学者试图从许多方面对其进行探讨，提出了各自不同的方案。这里，为编图的需要，我们把板块边界作如下划分。

1. 缝合线或缝合带

缝合线或缝合带是两个大板块的分界线，是在岩相建造、岩浆作用（包括蛇绿岩、花岗岩、火山岩）、变质作用（包括高压变质，但不一定有超高压变质）和成矿作用等方面的显箸分界线。

2. 板内俯冲带

板内俯冲带有三类：一是古（前古生代）板块缝合线，典型的如秦岭北缘的洛南-栾川带，是中元古代板块缝合线，在古生代则具板内构造带特征；江南古陆，新元古缝合线，在加里东运动中明显具板内构造带特征。

二是板内深断裂带或小洋盆闭合带，如北天山的巴音沟蛇绿岩带，在走向上变为碱性玄武岩带；班公湖-怒江带，在走向上也变为板内玄武岩带（孟连曼信地区），同时这一以早侏罗世为主的洋盆，东西两侧都延伸不远，只局限于藏北地区。

三是中新生代的陆内俯冲带，典型的如大别-苏鲁超高压变质带，纯粹是在印支期陆内俯冲作用过程中形成的，不过它是早期缝合带的再次活动。

3. 破裂俯冲带

破裂俯冲带指微板块或地体边缘的蛇绿岩带。它们或者由母体板块带来，或者是原地的深断裂带或小洋盆闭合带。过去认为它代表微板块间的碰撞，但它们时代各自不同，方向各异，是动力学上无法解释的，当然与小洋盆、深断裂有关的蛇绿岩的成因及特征还是没有解决的问题。

5.3 板块构造单元区划

中国及邻区可划分为西伯利亚板块、巴尔喀什-南蒙古-松辽-佳木斯联合板块、卡拉库姆-塔里木-中朝板块、秦祁阿昆造山带、大扬子板块和伊朗-藏滇-印支联合板块六大体系（图 5-1，见插页），东亚岛弧-边缘海是形成中的欧亚大陆东部活动边缘。

5.3.1 西伯利亚板块（图 5-1，Ⅰ）

西伯利亚板块是劳亚古陆上最大的一个板块，西以乌拉尔造山带与俄罗斯板块相邻；东以楚克奇-堪察加板块缝合带与北美板块的楚克奇板块为界；南缘在斋桑-额尔齐斯-图尔根-额尔古纳构造带一线。板块西部被宽阔的西西伯利亚中新生代盆地占据，后者基底特征尚不十分清楚；东部以西伯利亚台块为核心，在其西缘和南缘发育了很宽的新元古代至古生代的增生边缘。

西伯利亚台块南部为安加纳、阿尔丹太古宙地盾和贝加尔元古宙地盾隆起；广阔的中北部

地区除阿纳巴尔太古宙地盾隆起外，其余均为古生代台盆，发育了较厚的古生代台地相盖层，并有晚泥盆世—早石炭世和二叠—三叠纪两期暗色岩建造，前者发育在东部，后者分布在西部的通古斯地区（见图 6-2）。

东部是维尔霍扬板块边缘，从古元古代至晚古生代初，是一个向东伸展的被动陆缘，其中含有太古宙基地隆起、古元古代和中晚泥盆世两期裂谷建造和前石炭纪台地相碎屑岩-碳酸盐岩沉积。从石炭纪开始演变为活动陆缘，发育硅质火山岩与滑塌堆积，主要活动时间有三期，且由西向东迁移，中石炭—早二叠世在西维尔霍扬；中晚三叠世在东维尔霍扬；侏罗纪时活动边缘东移至奥尔卓依-因亚尔挣宾带，后者是科累马地块与西伯利亚台块间的缝合带（见图 6-1）。南部增生边缘分内中外三带，内带为叶尼塞—贝加尔元古宙—早寒武世活动陆缘；中带为萨彦岭—北蒙古—克鲁伦河—上黑龙江早古生代活动陆缘；南缘为阿尔泰—中蒙古—海西期活动陆缘，它们又被印支期构造叠加改造。故总的表现为一条宽数百千米的不同时期、不同成分和不同成因地质体的混杂带。

乌拉尔带是西伯利亚板块的西部边缘，晚志留世-中泥盆世是西乌拉尔洋盆的强烈扩张期，晚泥盆-至早石炭世全面沉降，造山作用主要发生在中-晚石炭世。

5.3.2 巴尔喀什-准噶尔-南蒙古-松辽-佳木斯联合板块

联合板块（图 5-1，Ⅱ）北界为斋桑泊-额尔齐斯-图尔根-额尔古纳构造带，南界为天山（西）-吉冀蒙（东）板块缝合带。其主要特点是：早中古生代表现为多个独立活动的微板块或地块、地体，于泥盆-石炭纪期间先后拼贴结合形成了古亚洲大陆的雏形。

由于新构造运动期间这一广大地区差异活动小，除西天山外，现在多为低山、丘陵、高原、盆地，不像别的造山带那样切割强烈，故基底大部出露零星，其基本构造特征现在还是个谜。目前研究较为清楚的微板块有中天山、巴尔喀什、准噶尔、蒙古东戈壁-锡林浩特和佳木斯微板块等。北山地区的演化历史与我国境内相邻地区差异甚大，可能来自南蒙古，因阿尔金断裂的后期活动，使其插入到塔里木与华北之间，可称其为构造楔。

以准噶尔微板块为例，准噶尔盆地叠加其上，因被数千至上万米的沉积层覆盖，其性质至今仍有争议。不过航磁异常证明盆地中心有磁性基底，盖层主要为稳定沉积且变形弱，周边造山带围绕盆地发育，从而显示盆地主体可能发育在一个刚性强的克拉通之上。地块西侧有奥陶、志留和泥盆纪蛇绿岩（沿玛依拉山至达拉布特）；东侧的阿尔曼泰一带有晚寒武世-早奥陶世蛇绿岩残片，克拉麦里残留有早泥盆世蛇绿岩。南侧在中天山北缘的米什沟至干沟一线有早-中奥陶世蛇绿岩。这些蛇绿岩分布零星，时代各异，很难恢复它们在古生代的构造演化。现在我们只能作这样的分析，因为它们在石炭纪以后的发育与北天山的关系密切，故认为后者可能是它的板块边缘，在早-中奥陶世末沿中天山北缘碰撞拼合。上述含蛇绿岩的其他块体可能都是有别于准噶尔的独立块体，或者是外来地体，其构造特征是它们母体演化的反映，与现在的构造位置无关；或者是小洋盆和深断裂活动的产物，只具有局部意义，不能作为划分板块边界的依据，是后来的幔源岩浆活动将这些不同成因的块体拼贴在一起。

准噶尔与中天山碰撞之后，石炭—二叠纪期间发生强烈裂谷活动，峰期在早中石炭世，于独山子南的巴音沟东西一线局部出现洋壳，发育了类蛇绿岩建造；中石炭世时，准噶尔盆地以北全面隆起出现陆相沉积，但板块南缘活动强度增大，博格达山巨厚的双峰式火山岩建造、吐哈盆地南缘的雅满苏钙碱性火山岩建造、东缘哈尔里克钙碱性火山岩建造均发育在这一时期，而地块上已开始发育含烃源岩的裂谷边缘海稳定型沉积；晚石炭世时期，北天山隆起，在其山

前地带发育了二叠系半深水烃源岩，成为准噶尔盆地的主力生油层；从构造岩相角度分析，准噶尔地区的三叠纪沉积仍受山前拗陷的控制。哈密东北至晚二叠世仍有海侵，表现为裂谷活动的余波。侏罗纪开始，准噶尔及包括吐哈在内的整个地区已经稳定下来，表现为整体受天山山前挠曲变形的制约而开始了东西向山前拗陷盆地的发育阶段（见 6.4.5 节）。

布列亚-佳木斯微板块近南北向横跨黑龙江南北展布在中俄边界地区，这是一个由新太古界-古元古界黑龙江群、麻山群构成的稳定陆块。近些年在黑龙江群中发现有震旦至早古生代蛇绿杂岩和年龄为 922Ma（U-Pb）的早期火山沉积岩块，也有年龄为 791Ma 的沉积岩块，但赋存蓝片岩的变质年龄为 557～599Ma，泥质糜棱岩的 Rb-Sr 年龄为 414～437Ma，证明微板块在早古生代初曾发生过俯冲-碰撞活动。这标志着这一微板块可能是从西伯利亚板块上崩落下来的块体，因其中保留着文德-早寒武世（V-$Є_1$）构造事件的信息。布列亚-佳木斯与结亚-松辽两个微板块可能是在后来因幔源岩浆的活动而拼贴在一起的，这一过程可能一直持续到古生代末，佳木斯微板块北段的伊春-延寿带在奥陶纪时期仍有大量基-中性火山岩发育，南段的舒兰段一直活动到晚古生代末。两个板块内部的克拉通地块都在古生代时期呈现为隆起状态，三叠纪至侏罗纪为裂谷活动期，形成许多火山和含煤断陷盆地。至早白垩世中晚期在松辽微板块内部发育了大型含油气盆地。晚白垩世至第四纪期间东北地区全面隆起，盆地内部仅有数百米厚的河湖相沉积，而隆起上为大面积玄武岩喷发，具代表意义的为长白山第四纪玄武岩被和五大连池第四纪火山群。

5.3.3 卡拉库姆-塔里木-中朝板块（图 5-1，Ⅲ）

卡拉库姆-塔里木和中朝板块横亘于亚洲大陆中轴部位。卡拉库姆地区（卡拉库姆盆地和阿姆河盆地）被巨厚的中新生代沉积覆盖，太古-古元古界基底仅出露于塔吉克西北的吉萨尔地区，但从地壳结构的均一性，盖层沉积和构造的稳定性分析，主体部分应是一个稳定克拉通地块。因帕米尔新生代以来大幅度地向北挤入，使卡拉库姆和塔里木地块间现在仅以狭窄的阿赖地堑相连，但古生代的磁极游移曲线二者一直比较靠近，推测应是一个统一的块体。

前已述及，塔里木和中朝两个板块的主体均为古老的克拉通地块，太古宙时期已有陆核出现；元古宙时期为古裂陷与克拉通化时期；古生代时期的主体部分为台地相沉积，古裂陷槽地带为深拗陷盆地。不同的是：塔里木的满加尔古裂陷规模大，持续时间长（早期的强烈沉陷在震旦纪至早-中奥陶世，中新生代仍明显呈拗陷状态），后期无明显陷槽回返的造山作用发生；中朝地区的贺兰、燕山、熊耳古裂陷规模较小，但后期表现为多次活动（以贺兰古裂陷为例，时而平静时而活动，元古宙至晚奥陶世和早-中石炭世都强烈沉降，而其余时代与周边地区无什么区别），更明显的区别是中朝板块上的古裂陷在燕山运动中都发生陷槽回返的陆内造山作用。新生代时期二者差异明显，塔里木整体拗陷，形成了面积达 50 多万平方千米，平均厚 2000m的古近纪、新近纪、第四纪沉积；而中朝地区全面抬升，并向东蠕散伸展，形成裂谷型渤海湾盆地和汾渭地堑等。由此造成的壳幔结构也显著不同，塔里木的地壳厚度与 Moho 面同步起伏，而我国华北地区则呈现为镜像特征。因此不少人认为，两个板块的基底形成早晚不同，塔里木形成晚而中朝板块形成早。

卡拉库姆-塔里木-中朝板块，也称为中轴大陆，这一称谓还是有一定道理的，主要表现在它的南北发育着两个大致连续的板块边缘。北边缘即天山-吉冀蒙造山带，南边缘即昆仑-阿尔金—祁连—秦岭—大别造山带。总体上这两个边缘都主要形成于早古生代，部分地段延续到古生代末，不能不说这可能是一个较大的陆块与周边长期作用的结果。

天山是一条绵亘3000km，横跨数国的复杂造山带。目前的资料反映，北天山可能是巴尔喀什-准噶尔板块的南部被动陆缘，巴音沟蛇绿岩属裂谷性质的板内俯冲型蛇绿岩；南天山是中轴大陆北部的被动陆缘，其中库勒、黑英山等处的蛇绿岩也属于后期裂开的小洋盆性质，它们在地质环境、地球化学性质上都有所反映。真正的板块缝合线在中天山南、北两侧，大致位置沿中天山南、北边界断裂展布。因在托克逊县南的米什沟发现含丰富笔石化石的下志留统砂板岩不整合覆盖在中-下奥陶统蛇绿岩之上，证明准噶尔小板块与中天山的碰撞大约在中奥陶世末。中天山南缘缝合线既是一条蛇绿岩带，也是一条高压变质带，经多年研究，现在倾向于塔里木板块与中天山的俯冲碰撞时代在中志留世—泥盆纪（见6.5.6节）；南天山内部裂开的小洋盆的闭合时间在中泥盆世至早石炭世。沿南天山西南缘阔克萨彦岭南坡，既是一条早—中二叠世深水浊积岩带，也是一条晚碰撞花岗岩带；同时，其东延的东天山康古尔塔格幔源镁铁质-超镁铁质岩主要形成于晚石炭世到二叠纪初（见6.5.8节），这都说明塔里木板块最终完成与天山的碰撞拼合在早—中二叠世。

吉冀蒙板块缝合带是中朝板块的北部边缘，基本情况尚不十分清楚，因组成它的多数地层过去都划分为太古宇或新元古界；根据新的研究成果，其中红旗营子群、清源群、夹皮沟群的一部分可能属于早古生代活动陆缘建造，并在温都尔庙、西拉木仑等地已确定有奥陶纪蛇绿岩产出，在索伦山、北阿拉善的恩格尔乌苏有石炭纪蛇绿岩产出。因此中朝板块北缘的碰撞时代可能主要在石炭纪，东端的图们江和朝鲜清津地区可能推迟到二叠纪。

5.3.4 昆仑-阿尔金-北祁连-秦岭-大别造山带（秦祁阿昆或中轴造山带）

秦祁昆造山带介于中轴大陆与羌塘-扬子板块间，两侧大陆的最终拼合是通过它们完成的，综合各种因素考虑，其时代可能主要在早古生代末。

西昆仑的演化历史基于现有资料可作如下归纳：因库地蛇绿岩时代从化石和年龄两方面证据表明（见8.6.2节），西昆仑应是新元古至加里东旋回中形成的岛弧隆起带；海西期沿西昆北的乌依塔格-库地一线，发育以乌依塔格群、库尔浪群、他龙群为代表的深拗陷火山-裂谷盆地；印支期的板块俯冲-碰撞活动沿西昆南侧的麻扎-康西瓦一线。塔里木西南缘相应在整个震旦纪至早古生代时期均为一个伸展型被动陆缘，加里东期的板块俯冲-碰撞活动使塔西南盆地的基底产生强烈褶皱变形，石炭系明显不整合其上（见图7-27）；石炭—二叠纪时期在盆地西南缘发育深拗陷型裂谷盆地（见图7-28）。

阿尔金发育两条蛇绿混杂岩带：即红柳沟-拉配泉带和阿帕-茫崖带（见图8-22），前者的时代约在晚奥陶世，在混杂岩中赋存有晚奥陶世腕足类、三叶虫化石，裂谷型流纹岩的Rb-Sr年龄为426Ma；后者的超高压变质岩的U-Pb年龄为475～509Ma（早奥陶世）。有迹象表明，阿尔金北缘敦煌地块的基底岩石敦煌群与走廊北山可以对比，二者有可能是因阿尔金左行走滑活动而错开，同理阿北红柳沟-拉配泉带也有可能是北祁连蛇绿混杂岩带的西向延伸，二者时代相近，前者为晚奥陶世，后者为晚寒武世—早奥陶世。

多数意见认为，北祁连与北秦岭蛇绿混杂岩带（见8.4.1节）可以对比，二者均为早古生代俯冲碰撞的遗迹，向东延伸至大别北缘的北淮阳带（见8.3.1节）。再向东去，这一构造带在苏鲁地区没有出露，但在韩国地区的临津江带和沃川带中都可以找到它们的遗迹（见8.3.3节）。临津江带和沃川带的峰期变质年龄虽多倾向于晚二叠世—早三叠世，但在其变沉积岩中已发现寒武纪、奥陶纪的化石碎片和志留纪的年龄信息，有可能与秦祁加里东俯冲碰撞带相当，共同构成中轴大陆南缘的板块缝合带。

中轴造山带的南带情况比较复杂，各段演化历史不尽相同，而且其中还夹着一些中间地块，如柴达木、中南祁连-西秦岭等，使其更加复杂化，总的表现出其造山作用主要在海西-印支期，这是南部的羌塘-扬子板块与塔里木-华北板块最终拼合的时间。

西段的西昆仑南带与羌塘的俯冲碰撞时间在印支期。中段的东昆仑也有北带和南带之分（以东昆中断裂为界），北带为柴达木地块南缘的裂谷型被动陆缘，南带则是由多次俯冲-碰撞形成的复式造山带。新元古代、早古生代为小洋盆发育时期，无论是东昆北的祁漫塔格，或是昆中隆起带的蛇绿混杂岩多为富集型地幔岩，并常与大陆拉斑玄武岩、洋岛玄武岩，甚至碱性玄武岩伴生（清水泉地区）；而南缘的木孜塔格-阿尼玛卿带可能是与金沙江洋相连的广阔大洋，这些洋盆在早、晚古生代和印支期可能经历过多次消减闭合过程，造山带的最终形成在晚印支运动，与西昆南和喀喇昆仑的洋盆闭合时间大致相同。康略勉蛇绿构造混杂岩带可能是阿尼玛卿带的东向延伸，它们共同构成柴达木-西秦岭微板块的南部边界，后者的洋盆张开时间约在早泥盆世至早石炭世，碰撞花岗岩的形成时间在219～220Ma，与前者的晚构造幕也大致相当（见8.4.2节）。

至于新建立的柴北缘-阿帕-茫崖超高压变质带可能属于与有限洋盆或裂谷带有关的板内俯冲带，不是区域板块的构造边界，因为大别-苏鲁的超高压变质显然都是在陆内俯冲阶段形成的，前者的超高压变质在230～250Ma，后者在220～240Ma，也在晚印支期，大约与秦祁昆造山带的最终形成时间一致。

东段的以商丹断裂为界的中南秦岭-大别带应是大扬子板块北部被动陆缘，尤其中南秦岭一段其基底和早古生界盖层与扬子板块几近一致，其主要造山旋回也在印支期，共同标志着塔里木-中朝与羌塘-扬子最后的拼合时间。

5.3.5 大扬子板块（图5-1，Ⅳ）

这里所讲的大扬子板块指北秦岭、北祁连构造带以南，金沙江-马江（越南）构造带以西以北，东到海域的广大地区。主要特征是：根据在这一地区内各个构造单元基底、早古生代盖层和其壳幔结构的相似性，可把板块分为三类构造成分，一类是扬子克拉通地块；二类是被动陆缘，典型的有中南秦岭-大别-苏鲁和松潘-甘孜、南盘江越北，西秦岭-中南祁连-柴达木，它们都表现为地体或微板块形式；第三类是在新元古代才形成的被动板块边缘，即常讲的华南加里东造山带，实质上它属于被动陆缘型造山带。

板块的主体部分在太古宙时期已为稳定陆块，如上扬子古陆核，以黄陵背斜为基底的江汉古陆核。与中朝板块不同的是这里尚未发现古中元古代稳定型沉积，表明这里古陆核拼合时代较晚，可能推迟到中元古代末。新元古界板溪群和下震旦统已明显表现为陆缘地带活动型火山-沉积组合，陆内则为浅海到半深水稳定型沉积，表明克拉通化基本完成，故广泛发育了震旦纪冰碛和灯影灰岩盖层型沉积。但古生代时期，西缘、北缘一直是隆起、拗陷相互交叠、此起彼伏的复杂构造环境；或为缓慢下沉的深拗陷槽，或为裂谷式火山岩盆地，隆起带则多发育较为稳定的台盆。早古生代裂谷活动于北大巴山至湖北随县-应山一线；晚古生代的裂谷活动偏于西部的攀西、金沙江两侧和右江-南盘江-越北。沿金沙江一线，早二叠世末有一次明显的板块碰撞事件，裂谷和陷槽曾先后闭合，发育了这一时代不同类型的蛇绿岩。三叠纪期间，以松潘-甘孜为中心发育被动陆缘型深拗陷盆地，各地的主活动期不尽相同，早三叠世主要活动于西秦岭，中晚三叠世在松潘-甘孜，早中三叠世在南盘江-越北，均发育了2万～3万m的巨厚复理石沉积，先后结束于晚三叠世初（T_3^1 右江-南盘江、西秦岭）或晚三叠世末（松潘-甘孜）。

与板块边缘不同，在其内侧的上扬子地块上，古生代时期均为台地相沉积，但受边缘强烈活动的影响，差异升降明显，岩相厚度变化较大，海侵持续到中三叠世末，且其东部盖层中的滑脱型褶皱发育，这都反映了其活动性较大的特点。中新生代时期，上扬子地块受龙门山前挠曲变形控制，整体沉陷形成一个大型山前拗陷型沉积盆地，东侧自江汉到苏北，与华北一样在向东伸展的背景上形成伸展型襄阳盆地、江汉盆地、苏北和苏南盆地，都是一些有一定远景的含油气盆地。

华南地区可能曾经存在一个面积较大的古陆块一华夏古陆，新元古代时期沿江南隆起一线与扬子板块碰撞拼合，在前者的九岭山、环玉山一带残存有这一时代的蛇绿岩和高压变质岩石，华南褶皱带就发育在这样一个新形成的板块边缘之上。这些都是近些年才逐渐明确的，首先是对浙南-闽北、赣中-赣南、浙闽沿海和粤西云开大山一带太古代-古元古代基底杂岩的确定（图 9-23)，证明华夏古陆的确存在。同时，这一地区又是一个加里东期强烈花岗岩浆活动带；震旦纪-早古生代 10 000 多米厚的沉积岩均已被卷入强烈褶皱变形和韧滑流变；但变质很弱，多为板岩，故不少地段三叶虫和笔石化石得以保存；至今没有确定的加里东期蛇绿岩发现，没有明显的俯冲-碰撞遗迹，缺乏一致的逆冲方向等，这都说明这一地区是在被动陆缘之上发育起来的早古生代褶皱带。晚古生代主要呈隆起状态，印支-燕山时期活动中心东移至东部边缘的浙闽沿海一带，新生代则表现为台澎岛弧的形成，显然这些都与太平洋板块的向西俯冲有关。

5.3.6 伊朗-藏滇-印支联合板块（图 5-1，Ⅴ）

联合板块介于小高加索-科佩特-北帕米尔-康西瓦-金沙江-马江断裂以南，托罗斯-扎格罗斯-莫克兰-俾路支-雅鲁藏布江-阿拉干-安达曼-苏门答腊-爪哇海沟以北。这一横跨西亚、南亚和东南亚的广大地区属特提斯构造带的中东段，在这一广阔地带内分布着大小不等的十多个克拉通小地块，有人将其统称为基梅里大陆，其中较大的自西而东为土耳其、西伊朗、中伊朗、东伊朗（卢特）、阿富汗（赫尔曼德）、南帕米尔、羌塘、冈底斯（拉萨）、保山、掸泰（缅东、泰西和西马来）、印支（泰-柬-南越）和巽他（以中南加里曼丹为主体）等小陆块或微板块。

其中有些地块可能是从相邻北大陆或南大陆上崩落下来的，它们的构造特征与母体板块相同，与现在所处位置差异较大，这就是我们一般所说的微板块或地体；有些火山岩块体可能与裂谷或小洋盆活动有关，它们沿有限延伸的板内俯冲带展布。这些微板块的基底广泛出露，均为太古代-古元古代时期的深变质杂岩；早古生代时期多发育台地相稳定沉积。其上有不同时代的蛇绿岩带存在：西金乌兰（C_1-P_1）、甘孜-理塘（P_1-T_1）、墨江-腾条江-越北马江（T）、沧源-孟连（C_3-T_2）、泰国的彭世洛（S-D）和清莱（C-P_1）、马来西亚的文冬-劳物（C-P），这些蛇绿岩带的演化史与扬子板块可以对比，说明它们有一定的亲缘关系。伊朗-阿富汗的众多微板块和羌塘地块上的蛇绿岩可以双湖地区（T_3）为代表，这里在变质基底之上是泥盆系-石炭系碎屑岩、碳酸盐岩陆表海沉积；二叠系为含煤火山岩建造，下-中三叠统为斜坡相细碎屑浊积岩组合，上三叠统以盆地边缘相含煤碎屑岩建造为特征，表现为陆缘海的古地理面貌，是当时松潘-甘孜盆地（见图 9-18）的一部分，所以双湖蛇绿岩产出的构造背景只可能是裂谷，不能作为板块边界的划分依据。

拉萨地块应是雅鲁藏布江洋盆向北消减的岛弧地块（见图 10-13)，其北侧的班公湖-怒江蛇绿岩带，时代 T_3-J_1（丁青），它的基底是古生界台盆相沉积，自身由洋岛型镁铁质-超镁铁质岩、碱性玄武岩和辉绿岩组成，仅辉绿岩具 MORB 特征，很可能还是与局限洋盆中的深断

裂有关。一般认为该带向南与昌宁-孟连蛇绿岩带相连，孟连一带的古地理研究表明，赋存蛇绿岩的二叠系是一套典型的被动陆缘沉积，成分成熟度高，砂泥岩中石英含量大于90%，含丰富的浅水动物化石，蛇绿岩中的玄武岩侵入到这些地层中，明显具有裂谷活动的特点。因此，班公湖-怒江蛇绿岩带应属于板内型俯冲带。其各段的活动历史不同，方向也有别，这可能是裂谷时断时续的表现，并非是“点”、“面”碰撞的变换。

5.3.7 东亚岛弧-边缘海

东亚岛弧-边缘海是一地理名称，从大地构造角度，其范围应该是东界白令海沟-日本海沟-伊豆-马里亚纳海沟；海沟以西为日本、琉球-台湾及菲律宾岛弧，东北亚的堪察加半岛和楚科奇半岛也应属于岛弧范畴；岛弧内侧的边缘海自北而南为鄂霍次克海-日本海-中国东海-中国南海；黑龙江以东的锡霍特与中国完达山侏罗-白垩纪造山带应属于这一构造带的陆上部分，从韩国南端对马海峡至福建沿海，及粤东南侏罗纪火山活动带属于锡霍特带的南向延伸部分，所以整个构造带由东带岛弧海沟带、中带边缘海和西带陆上火山活动带三部分组成（参见11.1.1节）。

边缘海的分裂主要在晚白垩世（日本海）到渐新世（南中国海），陆上火山弧和岛弧的消减活动主要从侏罗纪到更新世，显然这是一个亚洲大陆东部的中新生代活动陆缘，代表了太平洋板块与菲律宾板块向亚洲大陆之下的俯冲消减活动。

岛弧边缘海是正在发育的大陆边缘，具有比陆上更为复杂的构造特征，一般不具有连贯性很好的线型构造带，据此不少人主张它们都是不同成因的地体拼贴构造。但也存在这样的可能，这是一条演化历史很长的构造带，其中古生代基底岩石及消减杂岩的存在就是证明，前者如日本岛弧内带的飞驒、三郡等带，后者如台湾岛弧的大南澳带。由于不同时代的消减带反复叠加改造，从而构成不同地质体难以对比的复杂组合，书中联合板块的概念就基于这一思想。

陆缘构造的形成基本上是向洋伸展与板块俯冲共同作用的结果，二者可以有先有后，可以同时进行。前者就表现为从被动陆缘到活动陆缘的发展；后者就是自新生代以来中国东南沿海的现状。总体上伸展减薄或裂谷活动形成了一系列重要的含油气盆地，同时沿琉球海沟-台湾海岸带的俯冲消减活动也一直在进行着。这不完全等同于弧后分裂的模式，也是东亚岛弧-边缘海研究为我们带来的启示。

第二篇　各　　论

第6章　亚洲北部（北亚）地区

6.1　概　　述

北亚地区是指塔里木-中朝古陆（中轴大陆）以北的亚洲北部地区。西伯利亚古陆雄踞北疆，东欧（波罗的海）古陆蹲守西隅，卡拉库姆-中朝古陆横跨南缘，三者所围限的地区一般称古亚洲洋（图6-1）。古亚洲洋现今表现为联合板块的构造面貌，即由众多的地体或微板块组成，这些地体或微板块先后都是两侧大陆分崩离析的产物，或是来自南太平洋和北美大陆，地体本身的特征或者是母体板块所固有的，或者是在后期独立演化中形成的。

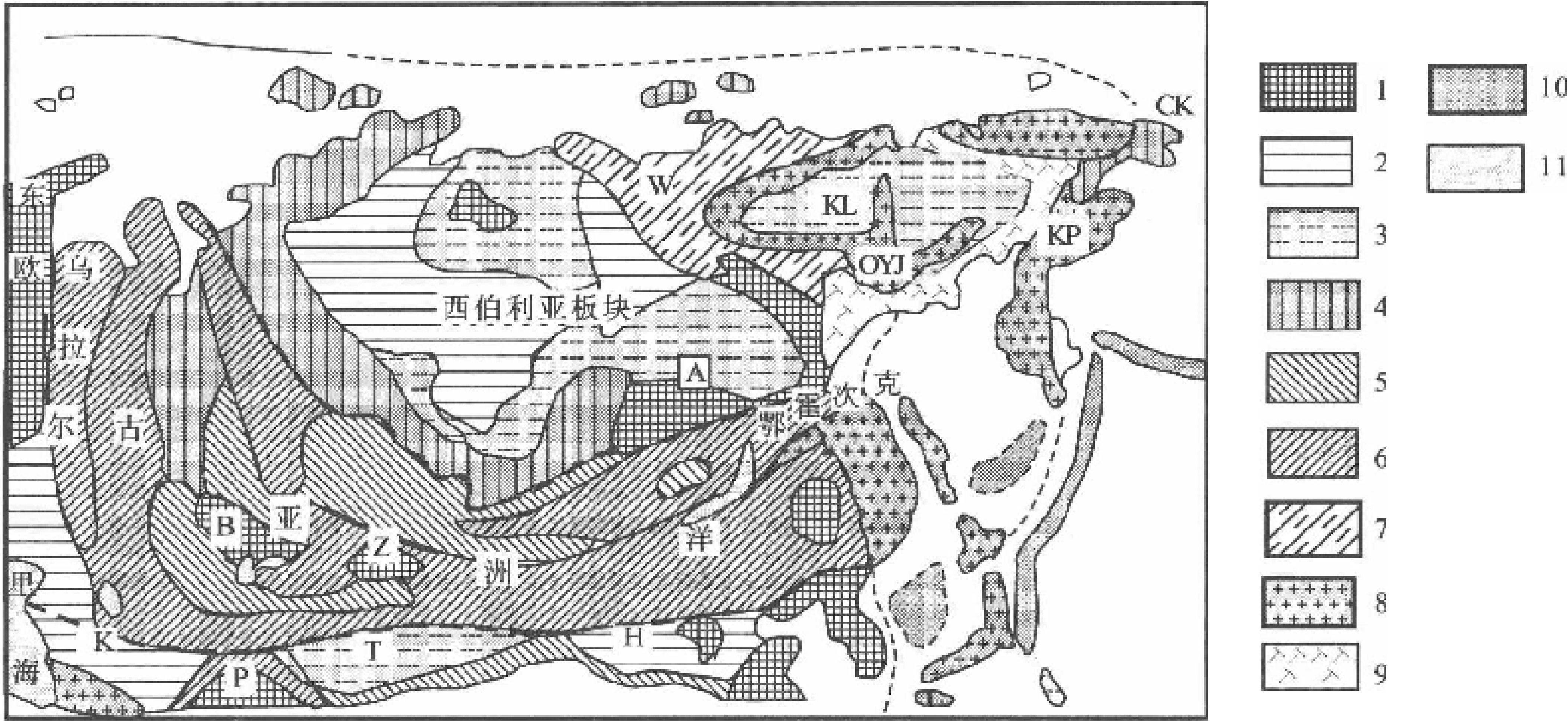


图6-1　西伯利亚板块构造简图

（别洛乌索夫，1978，有补充、修改）

1. 前寒武纪隆起；2. 克拉通台地；3. 克拉通盆地；4. 新元古代造山带；5. 加里东造山带；6. 海西造山带；7. 海西-印支期造山带；8. 侏罗-白垩纪造山带；9. 中-新生代火山岩带；10. 海沟；11. 湖泊；H. 中朝；T. 塔里木；K. 卡拉库姆；P. 帕米尔；B. 巴尔喀什；Z. 准噶尔；A. 阿尔丹；W. 维尔霍扬斯克；OYJ. 奥尔卓依-因亚尔-捷宾带；KL. 科累马；KP. 库尔波里涅（楚克奇-堪察加带）；CK. 楚克奇

其基本构造特征表现为：①有两类构造系统，即以三大板块为轴心的构造系统和其间以微板块为主体的构造系统，前者连续完整，后者差异性强且残缺不全；②晚元古代至早古生代时期是古亚洲洋强烈扩张时期，也是其间微板块形成或拼合的主要时期；③泥盆纪-石炭纪时期是残余洋盆全面关闭、联合板块形成时期；④二叠纪期间海水由西向东，由北而南退出，中生代洋盆分布在太平洋沿岸且循鄂霍次克海至上黑龙江一线伸入陆内。

6.1.1　古亚洲洋

阿尔冈德（1977）最早指出，古亚洲洋是从早古生代至晚古生代逐渐闭合的。别洛乌索夫等（1984）曾对古亚洲洋作过较为详细的描述，他认为古亚洲洋介于西伯利亚、东欧、塔里木

和中朝陆块之间，从中新元古宙到早古生代洋盆逐渐闭合，在古生代初（$Z-\epsilon_1$）深海盆仅局限于北蒙古至鄂霍次克海的一个窄带内，其余地区均被面积广阔的边缘海所占据。从现有资料来看这个边缘海的北部以加里东构造为主，南部以海西构造为主（图 6-5）。也有人认为这里存在洋盆的多次开合，何国琦等（1996）就认为，古亚洲洋有四次开启和闭合，即 $Pt_3-\epsilon_1$，ϵ_1-O，$S-D_1$ 和 D_2-C_1。

古亚洲洋北侧造山带的时代较早，中晚元古代造山带环西伯利亚西缘和南缘展布，沿叶尼塞河向南，至萨彦岭一带向东转弯至雅布赖山。在东西萨彦岭到乌兰巴托东南的克鲁伦河，主要发育文德纪（震旦纪）-早寒武世蛇绿岩；在我国境内，北侧也多为早古生代板块拼合遗迹，如呼玛蛇绿岩、二道井蓝片岩（位于锡林浩特南缘，伴生的火山岩时代为 473～463Ma）和伊兰-牡丹江蓝片岩（产于黑龙江群中，原岩时代为中元古代，高压变质时代可能为早古生代）。故不少人主张古亚洲洋的闭合北早、南新，最后的闭合在鄂霍茨克至上黑龙江一线（侏罗纪）。但也有人推测，古亚洲洋域内，晚古生代应是一些残余洋盆或裂谷性质的盆地，因晚古生代的火山活动遍布全区，无论是在稳定的地块上，或是活动的造山带之中都有巨厚的火山岩层发育。火山活动开始于泥盆纪，早-中石炭世极盛，二叠纪西段局限，主要发育在蒙古国以东。他们认为是幔源岩浆和壳幔混合岩浆的大量喷出，把原来离散的地体焊结在一起。

6.1.2　北亚板块构造划分

区内的西伯利亚板块核心部分以阿尔丹地盾为代表（图 6-1），这是一个太古宙隆起带，上覆中新元古代-古生代的台地相盖层，其外侧的外贝加尔地区也称雅布洛诺夫造山带，是一个面积广阔的元古代-早古生代花岗岩活动带，其中零星的前寒武纪基底露头分布广泛，表现为一个岩浆型被动陆缘带。

北亚地区的构造单元可划分为三类：板块——基底时代大于或接近 2.5Ga；地体（Terrane）—卷入造山带中的大陆地块；造山带或褶皱带。北侧的西伯利亚板块和南缘的中朝板块就是西伯利亚和中朝典型的大陆板块，其基底时代可上溯到太古代，至少自古生代以来一直处于稳定的发展阶段。

西伯利亚和中朝板块之间呈现为一幅极其复杂的拼贴图，由一些大型造山带和一系列卷入相邻造山带的地体镶嵌而成。这些地体不仅仅表现为比板块小，而且都被相邻造山带强烈改造，都以断裂为边界，不同的地体演化历史不完全相同。在北亚地区，许多这样的地体都有一个前寒武系硅铝质基底，上覆不同时代的年青盖层，正因为如此它们常常被叫做微大陆（micro-continent）、台地或地台（plateform）、地块（massif）、大地块（mageblocks）、地体（terrane）、叠置地体（supperterrane）等；还有一些地体表现为岛弧、弧后盆地等有限洋盆环境。

由西伯利亚板块向外，可划分为三大构造区，内带是从西、南和东环绕西伯利亚板块的造山带，即乌拉尔-蒙古（北-中）-维尔霍扬斯克造山带；中带是一些由众多地体与环绕地体的造山带组成的范围广阔的拼贴构造带，即巴尔喀什-准噶尔-南蒙古-松辽拼贴带；外带为天山造山带-古冀蒙板块结合带。

6.2　西伯利亚板块及其西缘（乌拉尔）和东缘（维尔霍扬斯克）造山带

西伯利亚板块西界为乌拉尔板块缝合带，乌拉尔至叶尼塞河之间被西西伯利亚中新生代盆

地所占据；东界以维尔霍扬斯克缝合带与北美板块的科累马地块相邻；南界为外兴安岭，发育吐库仑格尔高压变质带。板块核心是一个被地盾隆起分割的古生代台盆，南部有安加纳、阿尔丹太古宙地盾与维季姆元古宙地盾隆起，北部有阿纳巴尔太古宙地盾隆起（图 6-2）。

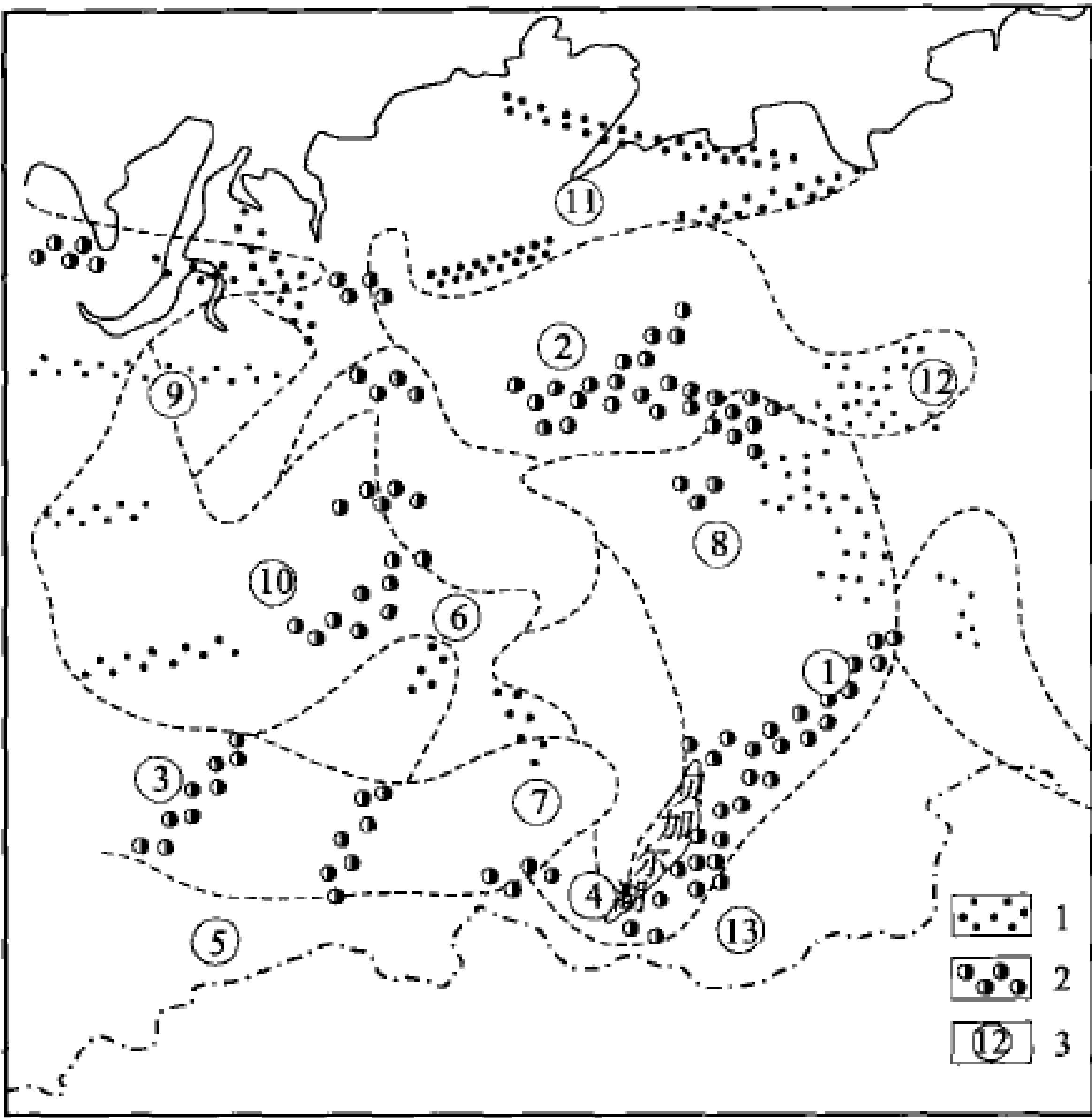


图 6-2　西伯利亚地区地壳平均速度分布图

（拉金利娃，1988）

1. V_P<35km/s；2. V_P>40km/s；3. 构造单元编号（同表 6-1）

6.2.1　西伯利亚板块

西伯利亚板块与中朝古陆一样，这是一个基底形成早，早古生代稳定，晚古生代晚期至中-新生代活动性增强的古老克拉通地块。西伯利亚板块固结壳（不考虑上部沉积层）平均厚度为 28～45km（图 6-2，表 6-1），优势厚度为 35～40km。可以划分出低值异常区（≤30km）和高值异常区（≥40km），前者相当于地块上的拗陷区（如维柳伊台向斜、叶尼塞-哈坦加拗陷和安加拉-勒拿拗陷）；后者相当于隆起区（如阿纳巴尔隆起、阿尔泰-萨彦山区、贝加尔裂谷带等）。地壳厚度总的是由东往西增大，由鄂霍次克海的 5km 经贝加尔带的 40～45km 到阿尔泰-萨彦岭地区的 50km。在地块中心有两个厚度最大值 40～45km（表 6-1），即通古斯台向斜的中部和阿尔泰-萨彦岭一带；往北和北东方向厚度减薄到沉积盆地的 30～35km。上述特征均与地壳下层（Ⅲ层）及上地幔上部的物质成分有关，总的表现为镶嵌状结构特征（表 6-1）。纵波速度表现为：拗陷区地壳下层为 V_P＝6.9～7.0km/s，上地幔顶部速度（Moho 面速度）V_P＝8.2～8.5km/s；隆起区下层 V_P＝7.1～7.4km/s，上地幔顶部 V_P＝8.1～8.2km/s。显然，隆起区地壳下层速度值高而地幔顶部速度相对低。这是一些克拉通化最早的地区（地盾），地壳分异程度高，隆起与后期地幔活化上隆有关。贝加尔裂谷带和阿尔泰-萨彦岭地壳厚度变化大、新构造运动强烈的地区均表现为下地壳速度值低（分别为 7.0km/s 和 6.8km/s），上地幔顶部速度值也低（分别为 7.8km/s 和 7.9km/s）（拉金列娃，1988）。

表 6-1　西伯利亚主要构造单元固结地壳的物理参数（拉金列娃，1988）

地质构造（编号同图 6-2）	固结壳厚度/km	上层（I）厚度/km	I层厚速度/(km/s)	过渡层（II）厚度/km	II 层速度/(km/s)	下层(III)厚度/km	III 层速度/(km/s)	Moho 界面速度/(km/s)	纵波与横波速度比
阿尔丹地盾①	30～40	15	6.4	15	6.7	5～10	7.4	8.1	1.70
阿纳巴尔地盾②	35～45	15	6.3	15	6.6	10～15	7.1	8.2	1.74
叶尼塞地块③	40～45	20	6.2	10～15	6.5	10	6.9	8.2	1.79
贝加尔裂谷带④	35～40	20～25	6.3	5～10	6.7	10	7.0	7.8	1.78
阿尔泰-萨彦岭⑤	45～50	20	6.35	15	6.55	10～15	6.8	7.9	1.68
涅博杜宾台背斜⑥	35～40	15～20	6.2	10	6.5	10	6.8	8.1	1.73
米尔宁斯克-艾哈尔穹隆⑦	30～40	15	6.4	5～10	6.7	10～15	7.0	8.2	1.74
维柳伊台向斜⑧	20～30	5～10	6.2	10	6.8	5～10	7.0	8.5	1.66
通古斯台向斜（北部）⑨	40～50	15～20	6.4	15	6.7	10～15	6.9	8.4	1.71
通古斯台向斜（南部）⑩	35～40	15～20	6.0	10	6.5	10	6.8	8.2	1.73
叶尼塞-哈坦加坳陷⑪	25～30	110	6.4	5～10	7.0	10	7.3	8.2	1.73
安加拉-勒那坳陷⑫	25～30	10	6.2	5～10	6.7	10	7.2	8.1	1.73
滨贝加尔-帕托姆坳陷⑬	30～40	15	6.2	10	6.6	10～15	7.1	8.6	1.73

注：圈码编号同图 6-2。

根据地壳结构特征、基底和盖层的发育情况，可将台块划分为三类构造区：太古宙隆起带，即阿尔丹、阿纳巴尔地盾；新元古代隆起带，即叶尼塞-贝加尔隆起带；通古斯和安加拉-勒拿台盆。台盆中下古生界沉积相对稳定；通古斯盆地在石炭纪-三叠纪期间强烈沉陷，发育了巨厚的通古斯系（C_{2-3}-T），拗陷轴近南北向延伸到太梅尔半岛，往南至尤多姆河和阿拉赫-云河流域；二叠纪至三叠纪盆地中发育巨厚的基性火山凝灰岩和熔岩（暗色岩），尤多姆地区还有中生代花岗岩侵入；侏罗纪-白垩纪沉积主要在通古斯盆地北部的哈坦加-皮亚辛拗陷中。安加纳-勒拿台盆的基底主要是晚里菲至寒武纪沉积，发育膏盐岩层；侏罗纪-白垩纪强烈沉陷；发育镁铁质（辉绿岩）和超镁铁岩（含金刚石的金伯利岩）充填的爆破岩筒，活动时间主要在侏罗纪。

6.2.2　乌拉尔-西西伯利亚地区

1. 乌拉尔

主体是一条中海西造山带，呈 NNE 向构成东欧板块西缘，但据古地磁资料显示，它向北弯转可与阿尔泰-蒙古造山带相连，构成西伯利亚板块的西北边缘；向南弯转可与南天山造山带相连（图 6-1）。

乌拉尔地区晚志留世至中泥盆世末为洋盆强烈扩张时期，区内堆积了巨厚的细碧角斑岩和玢岩成分的海底火山沉积，但分布在一个狭窄的带内；晚泥盆世至早石炭世末全面沉降，这两个阶段都伴生有超镁铁岩、斜长花岗岩与正长岩；造山作用主要发生在中-晚石炭世，有大量花岗岩侵入，伴随着地层的强烈褶皱与区域变质；二叠纪为晚造山作用时期，块断活动和小型花岗岩墙与岩株的侵入标志着伸展变形阶段。志留纪构造带偏于西乌拉尔，早石炭世沉降带偏于东乌拉尔，明显表现为向东欧陆块之下的俯冲消减。

2. 西西伯利亚台块

主体是一个面积达 350 万 km^2 的中-新生代盆地，基底的固结硬化在新元古代时期（贝加尔期）。按别洛乌索夫的解释（图 6-1），盆地中心为新元古代褶皱基底，两侧是海西褶皱基底。东侧的叶尼塞带是新元古代增生边缘，基底为遭受褶皱及花岗岩岩化的古元古界，其上由东向西依次出现被动陆缘型沉积和蛇绿混杂岩及远洋沉积，叶尼塞岭西坡见有元古宙晚期岛弧型安山岩组合，整个带元古宙末至早寒武世初趋于稳定；在叶尼塞河上游的西萨彦岭地区，可见早古生代台地相盖层覆盖在基底之上，其南北两侧有蛇绿岩发育（主要赋存于寒武系中）；海西期东西两侧被强烈伸展减薄的被动陆缘改造。盆地主体于三叠纪时期沿轴部裂开，形成由北而南伸入的科尔托戈尔斯克-乌连戈伊裂谷系，其中充填的是陆相碎屑岩和火山沉积（图 6-3）。盆地在侏罗纪-白垩纪期间全面沉降，广泛海侵，发育滨浅海和三角洲沉积，储量丰富的油气藏主要与三角洲砂体有关。盆地在古近纪、新近纪时期逐渐隆升，形成海陆交互相到陆相沉积。巨厚的中-新生代沉积使盆地的基底一般均位于 3km 的沉积层之下，中部最深可达 5km；北部多在 8km 以下，最深达 12km。

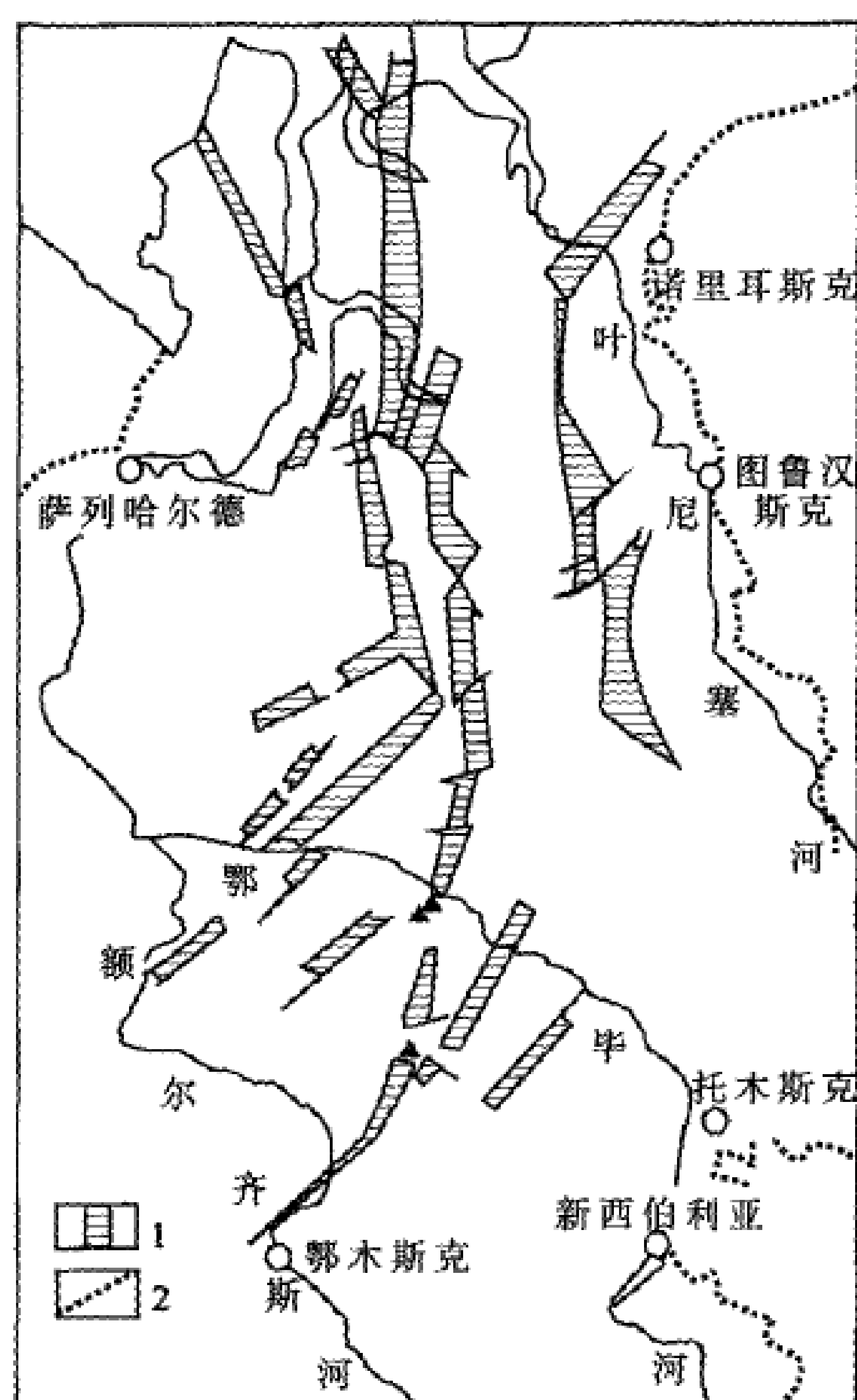


图 6-3　西西伯利亚三叠纪裂谷平面分布图
(Сурков and Тросфгшук Щдет, 1982)
1. 三叠纪地堑；2. 中、新生代盆地边界

6.2.3　维尔霍扬斯克（Verkhoyansk）地区

维尔霍扬斯克造山带是西伯利亚板块的东部边界，是东面的科累马（Kolyma-Omolon）地体最终在晚侏罗世与西伯利亚板块碰撞而形成的造山带。科累马地体位于奥尔卓依-因亚尔-捷宾（Anyui）褶皱带之南，后者是晚三叠世浊积岩、侏罗纪大洋玄武岩及远洋沉积的构造地层组合，它是阿拉斯加-楚可奇（Alaska-Chukotka）地体与西伯利亚板块在早白垩世碰撞的产物。

1. 维尔霍扬斯克造山带（图 6-1，W）

这是一个海西-印支期褶皱带，前里菲期变质基底广泛出露。里菲到中古生代主要为碎屑岩与碳酸盐岩盖层，有两期裂谷活动，里菲期为钾质玄武岩活动，泥盆纪以发育粗碎屑岩、膏盐及玄武岩、粗面岩为特征，中泥盆世还有超基性岩-碱性岩的侵入，其上被下石炭统碳酸盐岩覆盖。早石炭世晚期-中晚三叠世发育一套具复理石韵律的陆屑沉积（维尔霍扬杂岩），所以其早期应为火山岩型被动陆缘，晚期东部边缘已转变为活动陆缘。

由西而东分为三个沉降带，前维尔霍扬：晚侏罗世-早白垩世陆相磨拉石拗陷带；西维尔霍扬（包括南维尔霍扬）：中石炭世-早二叠世强烈沉陷，晚二叠世-早三叠世隆起，早三叠世有裂谷活动，以碱性玄武岩的喷出为特点，中、晚三叠世再度沉降；东维尔霍扬：中、晚三叠

世强烈沉陷带，后期形成由东向西推覆的逆掩褶皱带，由一系列向南东倾斜向西推覆的叠瓦状构造组成，向西南方向强度逐渐减弱，局部发育箱状褶皱；早侏罗世至晚侏罗世初最大拗陷东移。

2. 奥尔卓侬-因亚尔-捷宾板块缝合带（图 6-1，OYJ）

奥尔卓侬-因亚尔-捷宾板块缝合带强烈活动于早侏罗世-晚侏罗世初，出现远端浊积岩，有火山-硅质岩夹层和滑塌堆积；同时这是一条弱强度线状磁异常带，故被解释为具洋壳基底或被基性岩墙群强烈改造的大陆边缘；也是一条强烈花岗岩活动带，岩石类型主要有含堇青石的二云母花岗岩、黑云母钛铁矿花岗岩和高铝电气石花岗岩，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.7045～0.7086，具碰撞花岗岩特征；年龄为 154～89Ma，被中白垩世（赛诺曼-土伦期）含煤磨拉石盆地不整合覆盖，故推测花岗岩活动在晚侏罗世至早白垩世。

3. 科累马地体（图 6-1，KL）

科累马地体为一个直径约 700km 的等轴形块体，太古宙花岗岩-片麻岩基底出露于东南部，年龄为 2700～3700Ma；其上覆盖的是里菲和奥陶纪的陆屑-碳酸盐岩盖层、中泥盆世火山岩层，北缘、东缘为海相杂色砂岩、白云岩和泥灰岩，内部是陆相火山-沉积。地体中西部主要是里菲、文德和古生代的盖层沉积，以科累马河上游（滨科累马）为例，里菲-下石炭统为陆屑-碳酸盐岩沉积，奥陶纪、泥盆纪有裂谷活动，发育粗面玄武岩-粗面安山岩-粗面流纹岩组合。

中石炭世-晚侏罗世或仅在中、晚侏罗世期间，地体受到强烈改造，钙碱性火山熔岩和凝灰岩、斜长花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩及少量辉长岩、花岗岩小岩体与具复理石韵律的凝灰质的陆屑沉积等遍布于地体内部和边缘，在中东部边缘还混杂有蛇绿岩体。地体内部多发育下、中侏罗统，边缘以上侏罗统为主，也见到特提斯洋特有的三叠纪菊石和双壳类动物化石，并在地体中西部阿拉泽亚高原内部发现年龄为 340Ma 的高压变质岩石。可以认为这些都是由于地体后期受到强烈改造所致，大约晚侏罗世时其作为一个整体与西伯利亚板块拼合（邵济安等，1996）；也可以认为这是一个许多成因不同的小地体的复杂组合。

4. 阿拉斯加-楚科奇地体（图 6-1，CK）

阿拉斯加-楚科奇地体基底出露于东北缘，楚科奇半岛东缘的片岩、片麻岩基底为古元古界，与东邻的阿拉斯加古陆块相当，主要为副变质岩，变质程度仅达绿帘角闪岩-角闪岩相，区别于西伯利亚古陆的基底。其上有奥陶系-下石炭统陆屑-碳酸盐岩盖层，在大弗兰格尔岛上，泥盆纪有蒸发岩和杂色陆屑沉积，其上不整合的是二叠系砂岩、石灰岩和白云岩，盖层总厚度不大但变形强烈。中生代沉积以陆屑浊积岩为特征，其中常见镁铁及超镁铁质火山岩、灰岩岩块和碎屑，含三叠纪和早侏罗世化石；三叠纪菊石和双壳类也具特提斯型；但花岗岩以板内型为特征，有三期：中侏罗世、早白垩世和晚白垩世；西南部分可能为晚侏罗世岛弧带（库尔波利涅带，图 6-1，KP），是一个晚侏罗世-早白垩世的安山岩、花岗闪长岩带，后者 K-Ar 年龄为（100～110）±5Ma。

6.3 西伯利亚板块南缘（蒙古）地区

西伯利亚板块南缘以蒙古国为中心呈东西方向延伸。不少人（Tomurtogoo et al.，1996；Kovalenko et al.，2004）认为蒙古就是一个地体拼贴（terrane collage）构造，其演化历史从晚里菲（晋宁期）一直到印支期，东北侧蒙古-鄂霍次克海槽的最后闭合在侏罗纪。大概以杭爱山-雅布洛诺夫弧型构造带为界，以北以加里东构造为主，以南以海西、印支期构造为主。同时，无论南部或北部都受到晚海西-印支运动的强烈改造，不同时期不同性质的地块、火山岩、花岗岩和蛇绿岩分布零乱，至今在认识上分歧还较大。

蒙古国地区地壳厚度也大致反映了上述特征（图 6-4），它围绕西伯利亚台块变化，由西向东明显减薄，可从大于 55km 到 40～45km。蒙古阿尔泰、杭爱山和东萨彦岭地区为厚度最大地区，前者中可圈出厚达 60km 的两个地区，这是该区中新生代以来的构造特征，表明向太平洋方向陆壳伸展减薄的远程效应影响到整个蒙古高原。蒙古平均海拔 1600m，杭爱山主峰可高达 3905m，初步地震测深资料表明，高原的隆起与西伯利亚南部山地一样与异常上地幔有关，其西部的上地幔顶界速度可低到 7.92km/s。

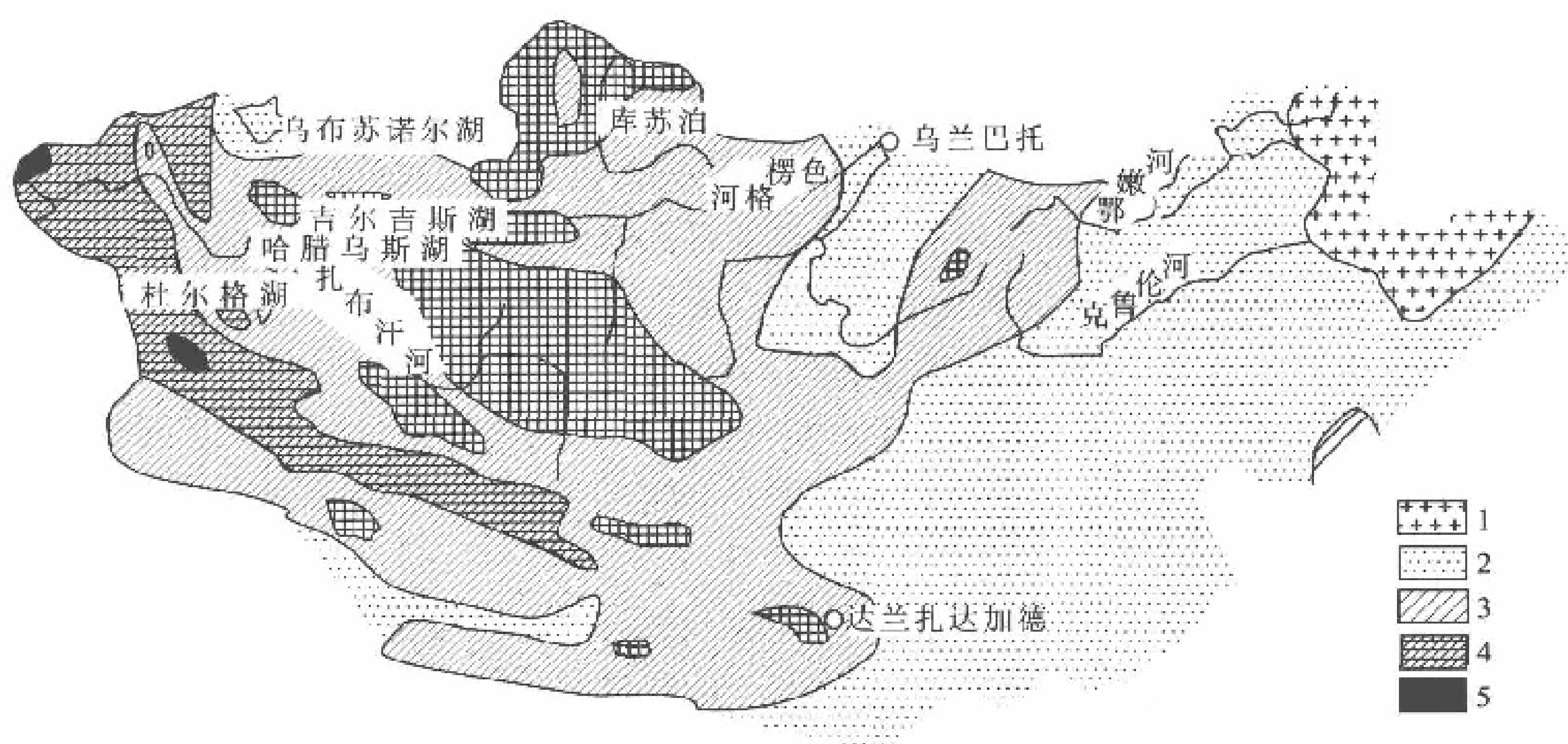


图 6-4 蒙古国 Moho 面深度示意图

（马萨尔斯基等，1971）

深度间隔：1. 小于 40km；2. 40～45km；3. 45～50km；4. 50～55km；5. 大于 55km

6.3.1 区域构造特征

Tomurtogoo（1996）把古生代时期的蒙古划分为北、中和南三个大地块，北带和中带是晚前寒武纪至早寒武世相互叠覆（superterrane）的地体，从古亚洲洋增生到西伯利亚克拉通边缘，从而认为它们属于北亚古生代增生型褶皱带；而南带为海西褶皱带，是沿纬向延伸的陆架型地体（shelfian terrane）与不同年龄板块缝合带（suture）、岛弧地体规律交替出现，作者认为这是古特提斯洋闭合的产物，属于碰撞型构造。杭爱（Khangay）左行走滑断裂（相当于图 6-7 中 C-巴彦洪格尔蛇绿岩带和 I-石勒喀河上游蛇绿岩带）区域上是西伯利亚板块的南界，

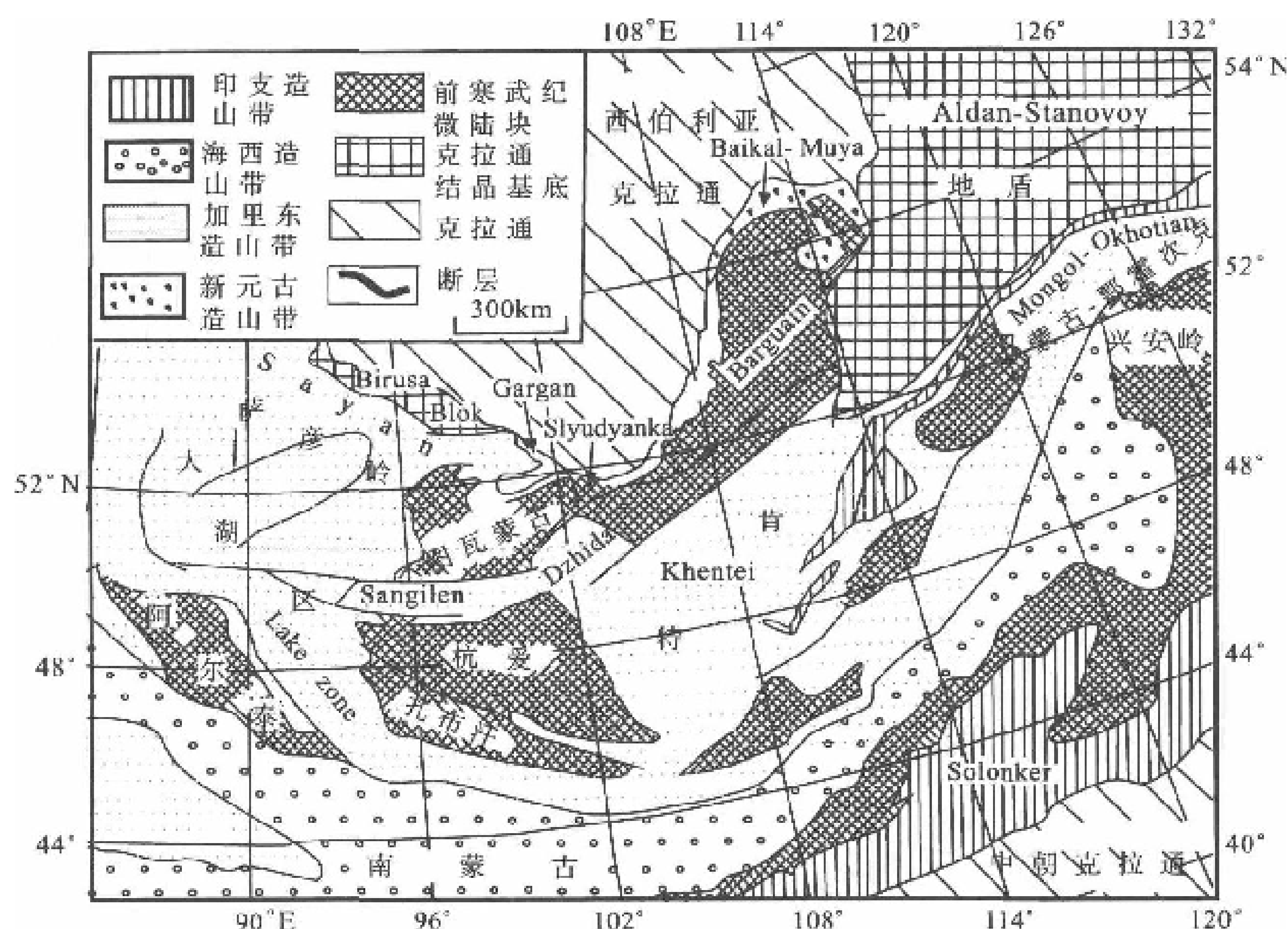


图 6-5 西伯利亚板块南部构造区划简图（Kovalenko et al.，2004）

该线以北均为早前寒武纪结晶基底，仅贝加尔带为新元古宙至早寒武世裂陷，并在渐新世至第四纪表现为大陆裂谷带。南界断裂作者称过渡型蒙古构造线（大致相当于图 6-7 中 H-海西期消减带），它既是中蒙古带与南蒙古带的分界线，又是加里东构造域与海西构造域的天然界线，以北的中蒙古地区主要都是在加里东旋回中发育的构造块体，同时又在海西旋回中受到强烈改造；南蒙古带的最大特点是海西期岛弧火山岩带与滨浅海构造岩相带（陆架带）间互排列，这与中国大兴安岭的构造格局相仿，与呈块状展布的巴尔喀什、准噶尔地区的情况亦相同（Kovalenko et al.，2004）。

Dobretsov 等（1995）对蒙古构造带的划分与 Tomurtogoo（1996）基本相仿，但前者认为中蒙古和北蒙古均属加里东构造带，划分不出一个震旦纪-早寒武世构造带，原因是它已受到加里运动的强烈改造，出露十分不连续。

1. 萨拉伊尔（Salair）地区

萨拉伊尔地区（图 6-5）是包含文德系-下寒武统岩片的加里东褶皱区（Dobretsov et al.，2004），这是古亚洲洋的位置，现在所呈现的构造样式是一些由震旦纪（文德）-早寒武世蛇绿岩、岛弧、洋岛火山岩和复理石组成的增生岩块被晚古生代的断裂所分割。这里火山岩成分的变化类似于现代火山弧，其早期阶段的拉斑玄武岩-玻质古铜安山岩（boninite）就类似于现代的汤加、马里亚纳岛弧；晚期阶段的拉斑玄武岩-钙碱性火山岩就类似于现代的日本岛弧；后期，从弧前到弧后，从拉斑玄武质高镁安山岩、玄武岩变化到橄榄粗玄岩。

该带向东延伸，北带为贝加尔带，由北而南依次出现弧后盆地复理石（冒地槽）沉积、库龙坎-恰拉古元古代蛇绿岩带、雅布洛诺夫早寒武世蛇绿岩带。北部贝加尔带于新元古代固结，南部的外加贝尔带于古生代早期萨拉依尔运动（早寒武世末）固结。渐新世至第四纪的贝加尔裂谷呈北东向叠加在不同时代的基底之上。

2. 图瓦-蒙古地区

这几个地体占据了蒙古国的中东部，其中图瓦-蒙古和雅布洛诺夫地体（图 6-5，Tuva Mongulian and Yablonov）多认为是晚元古宙增生到西伯利亚板块之上；中蒙古-恩格尔地体（Centrai Mongolia-Nrgun）则认为是由一些构造岩片和太古代或元古代的变质基底组成，上覆古生代以浅海相为主的沉积及中生代陆相碎屑岩，显生宙沉积盖层中还含有与岛弧有关的张性火山岩及增生后花岗质杂岩，其成因现在还很难说清楚，它们很可能都是一些中元古代从西伯利亚板块上分裂下来的大陆碎片，晚元古代至早古生代以一些独立活动的地块存在，中古生代有一次碰撞事件，早二叠世增生到西伯利亚板块之上，预示蒙古-鄂霍次克海的形成（Shi, 2006）。

3. 蒙古-阿尔泰

阿尔泰跨俄罗斯、哈萨克斯坦、蒙古和中国，主体为震旦-寒武系复理石，以中酸性火山岩建造为主，基性岩类较少出现；常达低角闪岩相至绿片岩相变质；褶皱变形强烈。其演化历史表现为由北而南固结硬化时代越来越新，如札布汗地区震旦纪-早寒武世蛇绿岩被中-上寒武统或奥陶系覆盖；哈尔锡林一带的中寒武统-下奥陶统复理石被上奥陶统-中下志留统碎屑岩或磨拉石地层覆盖；向南中国北阿尔泰的奥陶系-志留系被泥盆系中酸性火山沉积覆盖。所以总的表现为一个逐渐向南发展的早古生代增生陆缘；晚古生代（主要为泥盆纪，或泥盆纪至早石炭世）则是一个向南伸展减薄、裂谷活动强烈的被动陆缘环境。

蒙古阿尔泰的基底由文德系-下寒武统油岛弧火山岩及蛇绿混杂岩构成。其北坡的伊梅博洛金蛇绿岩的时代为 600Ma（Rb-Sr），上覆下古生界台地碎屑岩盖层。东延至乌兰巴托-雅布洛诺夫带，下部也是文德系-下寒武统的硅质页岩建造，厚度巨大，上覆中上寒武统和石炭-泥盆系台地碎屑岩盖层。西南一侧产出巴彦洪格尔文德纪-早寒武世蛇绿混杂岩，东侧产出克鲁伦河早古生代蛇绿岩。由北向南大致分为两个带：札布汉（蒙古湖区）早古生代活动陆缘、北阿尔泰早古生代被动陆缘和南阿尔泰晚古生代被动陆缘（图 6-5）。

4. 中国阿尔泰地区

阿尔泰山南坡是一套中深变质岩系，其时代目前仍有争议，如庄育勋等（1994）就认为它是热动力变质的 D-C 纪地层，在这里我们采用李天德（1996）、胡霭琴等（2002）的意见，从区域对比、岩石组合和已有的年龄数据等方面认为：这套中深变质岩系为古、中元古界（克木齐群）阿尔泰基底，原岩为岛弧性质的火山-沉积岩系。阿尔泰北坡大面积分布早-晚古生代花岗岩，有一套呈断块型式出露的结晶片岩，其时代也存在两种认识，如李锦轶等（2006）就认为它属于奥陶系中酸性火山岩系哈巴河群，这里我们采用张传林等（2001）的意见，把它置于新元古界，因作者在其中发现了大量主要属震旦纪的古植物化石。寒武纪-奥陶纪碎屑岩主要分布在西段北坡（图 6-6）。

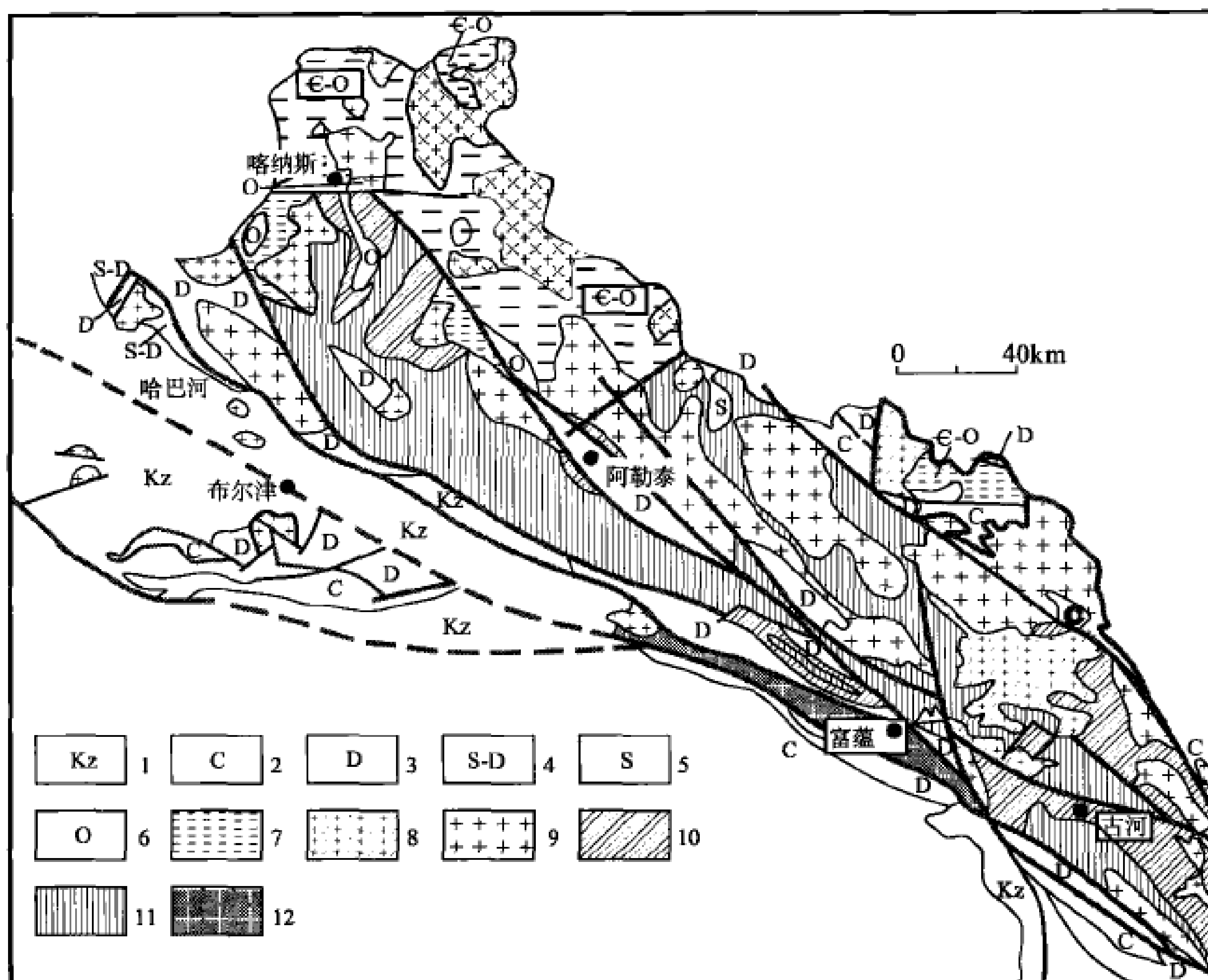


图 6-6　阿尔泰地区地质略图

（李天德等，1996）

1. 新生界；2. 石炭系（碎屑岩、火山岩）；3. 泥盆系（火山岩、碎屑岩）；4. 志留-泥盆系（碎屑岩）；5. 志留系（碎屑岩）；6. 奥陶系（火山岩、碎屑岩）；7. 寒武-奥陶系（碎屑岩）；8. 早古生代花岗岩；9. 晚古生代花岗岩；10. 新元古界富蕴群（相当于张传林哈巴河群）；11. 古-中元古界克木齐群；12. 克木齐群＋富蕴群

克木齐群分布于额尔齐斯构造带及其以北的冲乎尔-青河一线，为一套中深变质岩系，B. M. 西尼村（1958）曾称作阿尔泰山中央结晶轴。其下部地层主要为混合岩、片麻岩、变粒岩、片岩和斜长角闪岩，夹少量石英岩和大理岩；上部主要为黑云石英片岩和二云石英片岩、角闪质和黑云角闪质片岩、变粒岩和少量浅粒岩等，李承三（1943）首次将这套地层命名为克木齐系，后经许多作者（何国琦等，1990；曲国胜，1991；胡霭琴，1991；高振家等，1993；庄育勋，1994）的多年研究，1996 年李天德等将其划分为古-中元古界克木齐群；胡霭琴等（2002）曾在富蕴县城西的石榴子石片麻岩中获锆石 U-Pb 上交点年龄为 2349±226Ma，证明有古元古界存在，另据 E. B. 贝贝科瓦对巴拉格杂岩（克木齐群在蒙古国的东延部分）U-Pb 年龄为 2800Ma，故可能还包含有太古宙地层。

分布在白哈巴-喀纳斯及其以北山区的哈巴河群为一套低绿片岩相变（粉）砂岩、千枚岩，其中已获得大量震旦纪微古化石。在布尔津河以北，哈巴河群角度不整合于克木齐群之上，不整合面上、下岩层变质变形差异甚大，在不整合面以下的克木齐群中获得 2116MaPb-Pb 年龄，在上覆地层中获得大量属震旦纪或不完全属震旦纪的微古化石（张传林等，2001），故作者把哈巴河群置于新元古界，认为这一不整合面可能代表了 1000～800Ma 的构造热事件。

在阿尔泰山南缘的富蕴至扎河坝一带，从早泥盆世至早二叠世均为火山-沉积组合，其中

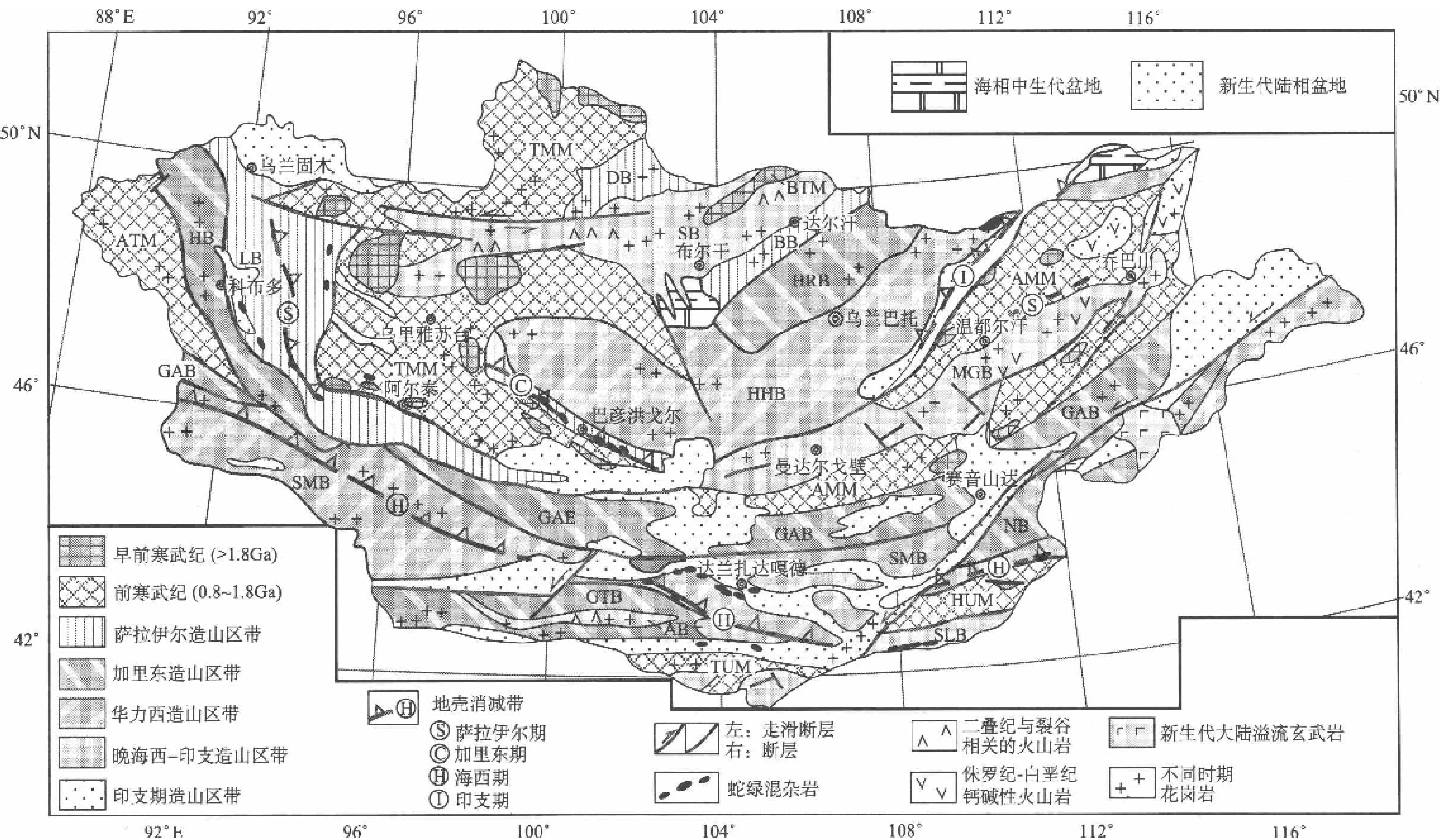


图 6-7　蒙古国大地构造图

何国琦，据蒙古乌兰巴托地质与矿产研究所 1998 年版 1∶5 000 000 地质图编绘

构造单元：北蒙古-图瓦-蒙古地块（TMM）；额尔古纳-蒙古地块（AMM）；阿尔泰-蒙古地块（ATM）；布提尔地块（BTM）；湖南萨拉伊尔区带（LB）；巴彦戈尔萨拉伊尔区带（BB）；吉达萨拉伊尔区带（DB）；科布多加里东区带（HB）；哈拉加里东区带 HRB）；戈壁阿尔泰-曼达尔戈壁加里东区带（GAB）；杭爱-肯特海西区带（HHB）；色楞格晚海西-印支区带（SB）；中戈壁晚海西-印支区带（MGB）。南蒙古：查干乌勒地块（TUM）；胡达克乌勒地块（HUM）；努尔达瓦加里东区带（NB）；戈壁-天山加里东区带（GTB）；南蒙古海西区带（SMB）；阿塔斯博格多晚海西-印支区带（AB）；索伦克尔晚海西-印支区带（SLB）

中泥盆统北塔山组（D_2b）为一套中基性火山岩，且底部有超过 100m 的苦橄岩；蕴都喀拉组（D_2w）为一套浅海相细碎屑岩夹中性、中基性火山岩；江孜尔库都克组（D_3j）为火山碎屑岩夹中基性和中酸性火山岩组合；上石炭统巴塔玛依内山组（C_3b）以玄武岩和玄武安山岩为主，夹凝灰岩、粉砂岩和碳质页岩。其地球化学特征表明，中泥盆世火山岩（D_2b+D_2w）为拉斑和钙碱性系列，大离子亲石元素富集，高场强元素与 MORB 相当，说明具岛弧环境特征；上泥盆统火山岩（D_3j）为钾玄岩系列，具较高的大离子亲石元素，推测其形成于岛弧演化的晚期；上石炭统火山岩（C_3b）为碱性系列，以强烈富集大离子亲石元素为特征，显然形成于板内环境。从泥盆纪到石炭纪总的表明是从岛弧环境到大陆环境的演化，板块碰撞可能在早石炭世-晚石炭世（张招崇等，2007）。

6.3.2 蒙古国及其周边地区构造演化

蒙古国构造演化大致分三大阶段（何国琦等，2006，图 6-7）。

1. 新太古代-新元古代早期（约 850Ma）

最古老的岩石发现于图瓦-蒙古地块（TMM），其中英云闪长岩-片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为 2646±45Ma；古元古代岩石在北部见于图瓦-蒙古地块（TMM），南部见于中蒙边界一带的胡达克乌勒地块（HUM）和查干乌勒地块（TUM）。中元古代-新元古代早期的岩层分布广泛，是蒙古国的主要前寒武纪基底；图瓦-蒙古地块北部的胡金戈尔群由变玄武岩和变沉积岩组成，其中有 829±23Ma 变质年龄的兰片岩；组成阿尔泰-蒙古地块（ATM）的巨厚蒙古-阿尔泰群为高成熟度的陆源沉积，被含化石的奥陶系不整合覆盖，在该国最西端和相邻的中国境内曾获 1400～1000Ma 的 Sm-Nd 模式年龄，表明其形成于前寒武纪；含叠层石碳酸盐岩见于图瓦-蒙古地块和阿尔泰-蒙古地块的南部，是古老地块之上的准盖层。

2. 新元古代晚期-三叠纪

新元古代晚期-三叠纪可划分为三个阶段。

1）萨拉伊尔阶段（新元古代晚期至早寒武世，Pt_3-$Є_1$）

发育良好的萨拉伊尔造山带分布于蒙古西部，由文德纪至寒武纪硅质碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩组成，可能部分形成于有岛弧、海山的多岛洋盆，从多处伴生的蛇绿岩中获得 U-Pb 年龄为 568～573Ma、Sm-Nd 年龄为约 520Ma 的锆石，这与早期化石年代基本一致。湖区的同碰撞花岗岩的同位素年龄为中-晚寒武世；蒙古北部有两条 NE 向的萨拉伊尔造山带（DB 吉达萨拉伊尔、BB 巴彦戈尔萨拉伊尔），向东伸入俄罗斯，其中发育奥陶纪后造山花岗岩；巴彦洪格尔蛇绿岩的最新资料表明，其仰冲就位的时限为萨拉伊尔期（540～450Ma）；在蒙古东部的乔巴山附近存在不连续的萨拉伊尔造山带，再向东于中国佳木斯-兴凯地块的西边界也发现萨拉伊尔期花岗岩。

2）中寒武世-志留纪（$Є_2$-S）

在蒙古西部的科布多地区，下部为科马道克阶和更老的巨厚复理石沉积，O-S 碳酸盐岩、碎屑岩及含镁铁质中性火山岩不整合其上。戈壁阿尔泰-曼达尔戈壁加里东区带（GAB）横亘于蒙古国中部和东部，其奥陶系-志留系上部与下部之间为不整合接触，并均被海西运动所改

造。这一东西向造山带（GAB）构成了北蒙古大陆的南界；在蒙古南部，加里东戈壁-天山带（GTB）中夹有变火山岩的奥陶-志留系变沉积岩被泥盆系碎屑岩不整合覆盖，中国的准噶尔也有类似层序。

3）海西-印支期（D-T）

南蒙古是海西区带的主要展布地区，其中段主要为泥盆系-下石炭统岛弧型火山岩和碎屑岩；下部是上志留统-泥盆系的枕状拉斑玄武质熔岩、安山岩及其凝灰岩；发育上泥盆统中-酸性火山岩和含珊瑚化石灰岩碎块的滑塌堆积；蛇绿岩呈不连续的岩片展布；上部为下石炭统富含浅海化石的细粒砂岩和泥岩，后者可能是后造山作用的产物；在与岛弧有关的火山岩中发现了弗拉斯阶的牙形刺和370Ma的侵入岩。蒙古中部的杭爱-肯特区带（HHB）发育有巨厚的泥盆系类复理石沉积，其主体在早石炭世后遭受褶皱变形，但向东北延伸部分最终关闭于印支期，并逐渐过渡为蒙古-鄂霍次克侏罗纪褶皱带。

蒙古北部色楞格带（SB）、东部的中戈壁带（MGB）、南部的索伦克尔带（SLB）和阿塔斯博格多带（AB）等地，其晚海西与印支期构造很难区分。阿塔斯博格多区带（AB）从东、西两个方向伸入中国境内，其主要特征是发育较厚的双峰式裂陷槽火山岩和火山碎屑岩组合，含晚石炭世-早二叠世植物化石，可与中国博格达山的层序对比。三叠-侏罗系陆相盆地发育于蒙古北部的色楞格带（SB）和杭爱-肯特带（HHB），包括三叠纪类磨拉石含煤沉积、安山岩和粗面岩及侏罗纪碎屑岩沉积。印支期运动后，蒙古大部进入陆内演化阶段，侏罗纪含钙碱性火山岩的沉积盆地分布于蒙古东北部，与我国兴安岭地区连成一片；白垩纪盆地广布于蒙古南部，产出著名的早白垩世热河生物群；古近纪-新近纪盆地在蒙古西部发育，在巴彦洪格尔东南的外阿尔泰盆地中发现大量古近纪哺乳动物化石，可与中国内蒙古的化石对比。

6.4 巴尔喀什-准噶尔地区

巴尔喀什-准噶尔地区位于斋桑泊-额尔齐斯-图尔根断裂带以南，天山造山带以北。主干构造为西部的巴尔喀什地块和东部的准噶尔地块，以海西期为主体的造山带均环绕它们展布，可分为东准构造带和西准构造带。

过去多认为该区的北界断裂（额尔齐斯断裂）是一条板块缝合线，但近些年研究发现，断裂带两侧的超镁铁质岩同源，以泥盆-石炭系为主的沉积在断裂带两侧基本相似，故推测它是一条板内俯冲带。巴尔喀什、东准和西准构造带内多处发育早古生代与晚古生代蛇绿岩，走向零乱，延伸不远（多在数十千米）；多不是产于地块边缘，而是夹在火山杂岩中，显然均不能作为板块边界，推测其成因或者是来源于相邻板块边缘的裂解（破裂板块俯冲带），或者与小洋盆的演化有关（板内俯冲带），详见后文及5.2.2节。

6.4.1 斋桑泊-额尔齐斯-图尔根断裂带（图6-8，I_1）

北疆北部地区一般认为有一条重要的构造界线，从而分开了阿尔泰和准噶尔两个性质不同的构造区（王广瑞等，1996）。该构造界线大致展布在斋桑泊-额尔齐斯-青河一线（图6-8），东入蒙古国称图尔根-大博格多大断裂。这是一条构造混杂带、高应变带、重力梯度带和Moho面隆起带的（带内地壳厚42～47km，北侧阿尔泰地区厚50km以上）。在西段的哈萨克斯坦境

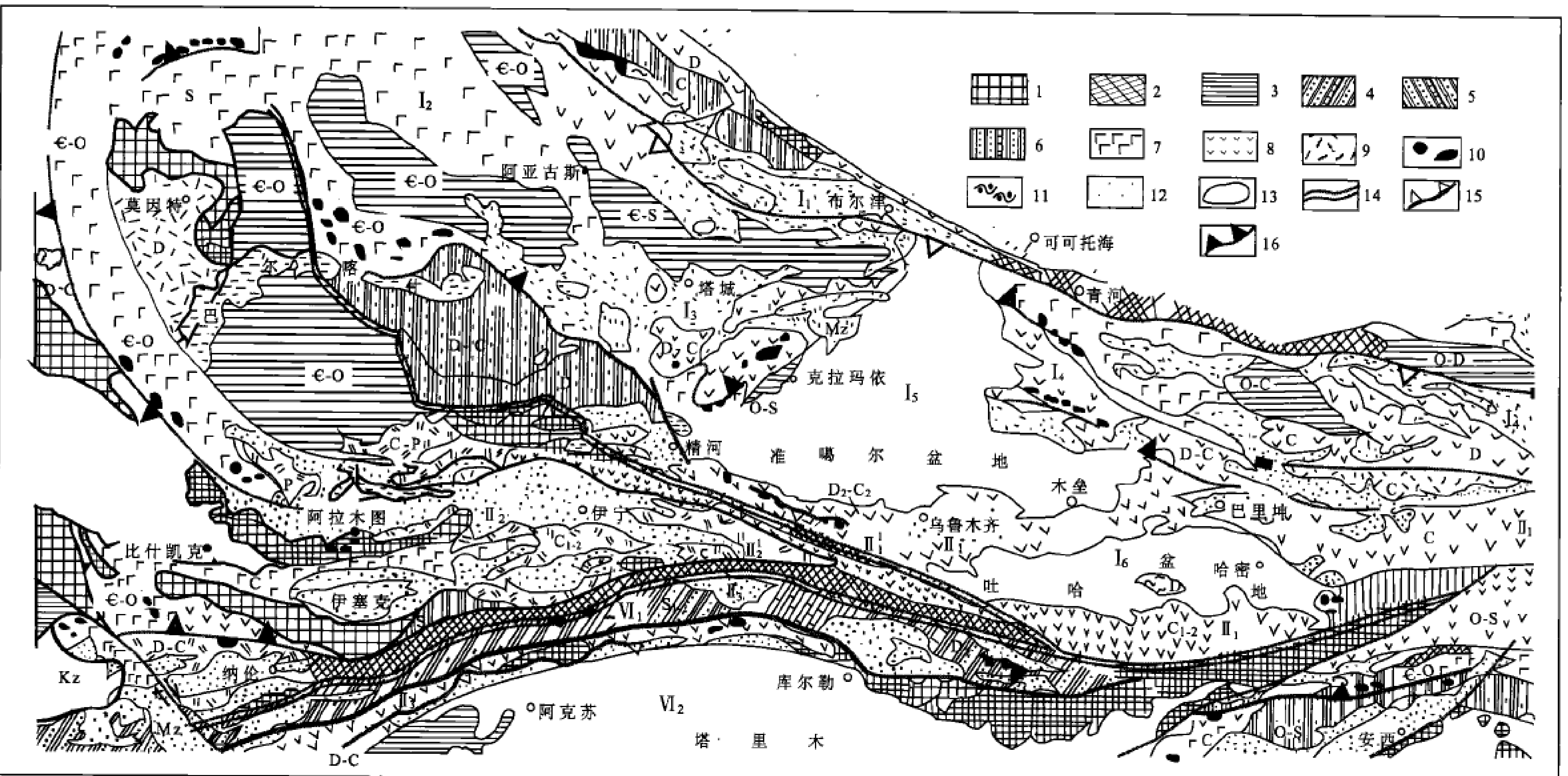


图 6-8　北疆及其邻区板块构造岩相图

（王广瑞等，1996；1∶150 万中国新疆及邻区构造建造图；阿布德林等，1982，1∶150 万哈萨克斯坦及邻区矿产及石油天然气图；萨伊采夫，1989，1∶100 万蒙古共和国地质岩相图综合编绘）

1. 前寒武系出露区；2. 根带变质杂岩；3. 台地相沉积；4. 被动陆缘沉积；5. 裂谷沉积；6. 活动陆缘沉积；7. 拉斑玄武岩；8. 钙碱性火山岩；9. 中酸性火山岩；10. 蛇绿岩；11. 高压变质岩石；12. 中-新生代盆地；13. 盆地边界；14. 板块缝合线；15. 板内俯冲带；16. 破裂俯冲带。构造单元：巴尔喀什-准噶尔地区：Ⅰ₁. 斋桑泊-额尔齐斯-图尔根板内俯冲带；Ⅰ₂. 巴尔喀什微板块；Ⅰ₃. 西准噶尔弧盆体系；Ⅰ₄. 东准弧盆体系；Ⅰ₅. 准噶尔台块与准噶尔盆地；Ⅰ₆. 吐哈台块与吐哈盆地；Ⅰ₇. 三塘湖盆地。天山地区：Ⅱ₁. 北天山（$Ⅱ_1^1$. 伊连哈比尔尕；$Ⅱ_1^2$. 博格达；$Ⅱ_1^3$. 哈尔里克；$Ⅱ_1^4$. 觉洛塔格）；Ⅱ₂. 中天山；Ⅱ₃. 南天山

内，该带南缘主体为早石炭世的滑塌堆积和中石炭世的陆相磨拉石建造；北缘有年龄为2000Ma和大于1000Ma的榴辉岩、角闪岩、片麻岩，有早寒武世的硅泥质沉积和细碧岩，有泥盆纪中-基性火山岩、硅质岩、礁灰岩；有不同程度的变质岩及未变质岩石，有高温、高压榴辉岩，也有低温高压蓝片岩；岩石糜棱岩化强烈，多表现为叠瓦式构造或构造岩片。这条构造混杂带在中国境内大部被覆盖，在科克森它乌一带有泥盆纪中-基性火山岩玻安岩（Bonin-ite)、枕状熔岩、放射虫硅质岩和复理石沉积，有志留纪-泥盆纪蛇绿岩（何国琦，1990），被晚石炭世-二叠纪陆相磨拉石覆盖。故不少人认为它是一条板块结合带，是一条含蛇绿岩的混杂堆积带。

否定的意见是：额尔齐斯断裂南、北分布着两条超镁铁质-镁铁质岩带，南带的喀拉通克杂岩主要为辉绿辉长岩-橄榄苏长岩-苏长岩-闪长岩，均侵位于下石炭统南明水组火山-正常沉积碎屑岩中；北带的锡泊渡杂岩主要由辉长岩-橄榄辉长（苏长岩）组成，侵位于上石炭统额尔齐斯组地层中。张招崇等（2006）对喀拉通克、锡泊渡两个杂岩体的Sr-Nd-O同位素研究表明，二者的特征相似，均具有低的（$^{87}Sr/^{86}Sr)_t$和的ε_{Nd}（t）值（6.3～9.1），表明源于亏损的软流圈地幔，但$\delta^{18}O$值（‰）多大于6（5.4～10.2），表明有地壳物质的加入。Sr-O同位素还表明，所混入的地壳物质可能是早期俯冲至源区的亏损洋壳。因为额尔齐斯大断裂南、北两侧的镁铁质-超镁铁质杂岩源区特征的相似性，作者推测该断裂可能不是阿尔泰与准噶尔的分界断裂。

鉴于以上资料，可以认为额尔齐斯断裂不是一条板块缝合带边界，而可能是小洋盆环境下发育的板内俯冲带。

6.4.2 巴尔喀什微板块（图6-8，Ⅰ$_2$）

博格丹诺夫（Погданнов，1959）曾以哈萨克斯坦的泥盆纪火山岩带为原型，提出陆缘火山岩带的概念，认为它属于地壳拉张阶段的产物。其中以巴尔喀什地区最为典型，这里的火山活动主要集中在奥陶纪、泥盆纪、石炭纪三个时代，从早期拉斑玄武岩系列的岩石演化到晚期以钙碱系列-碱性系列岩石为主，其空间分布表现为地壳的多次分裂与聚合。图6-9表明，早奥陶世早期，巴尔喀什地区为一完整的陆壳，轴部为隆起区，上覆中等深度的碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩建造，周边为深海硅质岩组合，在其北侧奥林德-什杰尔金（Оленды-Шидертин）拗陷中有拉斑玄武岩产出，西准蛇绿岩带也可能是这一活动陆缘带的一部分。中奥陶世时，巴尔喀什微板块解体为南、北两部分，围绕北巴尔喀什周边发育玄武岩-硅质岩建造，发育多条蛇绿岩带，构造线方向受地块边界控制而表现为南北、东西、北西等不同方向；至晚奥陶世，南北巴尔喀什地块再度归并，玄武岩、蛇绿岩只产出在其北部边缘；周边地区先后在中晚奥陶世隆起，或转变为安山质火山岩带或灰色海相磨拉石沉积相带；泥盆纪-石炭纪时期，巴尔喀什内部表现为一个稳定的陆块，上覆海陆交互相沉积，火山活动明显集中在它的周边，当然其范围时有变化。上述情况表明，巴尔喀什微板块曾发生过多次分裂聚合，其机制尚不清楚，但肯定的一点是：巴尔喀什的蛇绿岩仅具有局部意义。

6.4.3 西准噶尔弧盆体系（图6-8，Ⅰ$_3$）

西准蛇绿岩已发现有四处（朱宝清等，1987），由南而北为唐巴勒蛇绿岩（被志留系不整合覆盖），有双变质带伴生；玛依拉蛇绿岩，侵位于中上志留统复理石沉积中，被中泥盆统不整合覆盖；洪古勒楞蛇绿岩推测为奥陶纪-早志留世，其中堆晶岩的时代为444Ma（张驰，

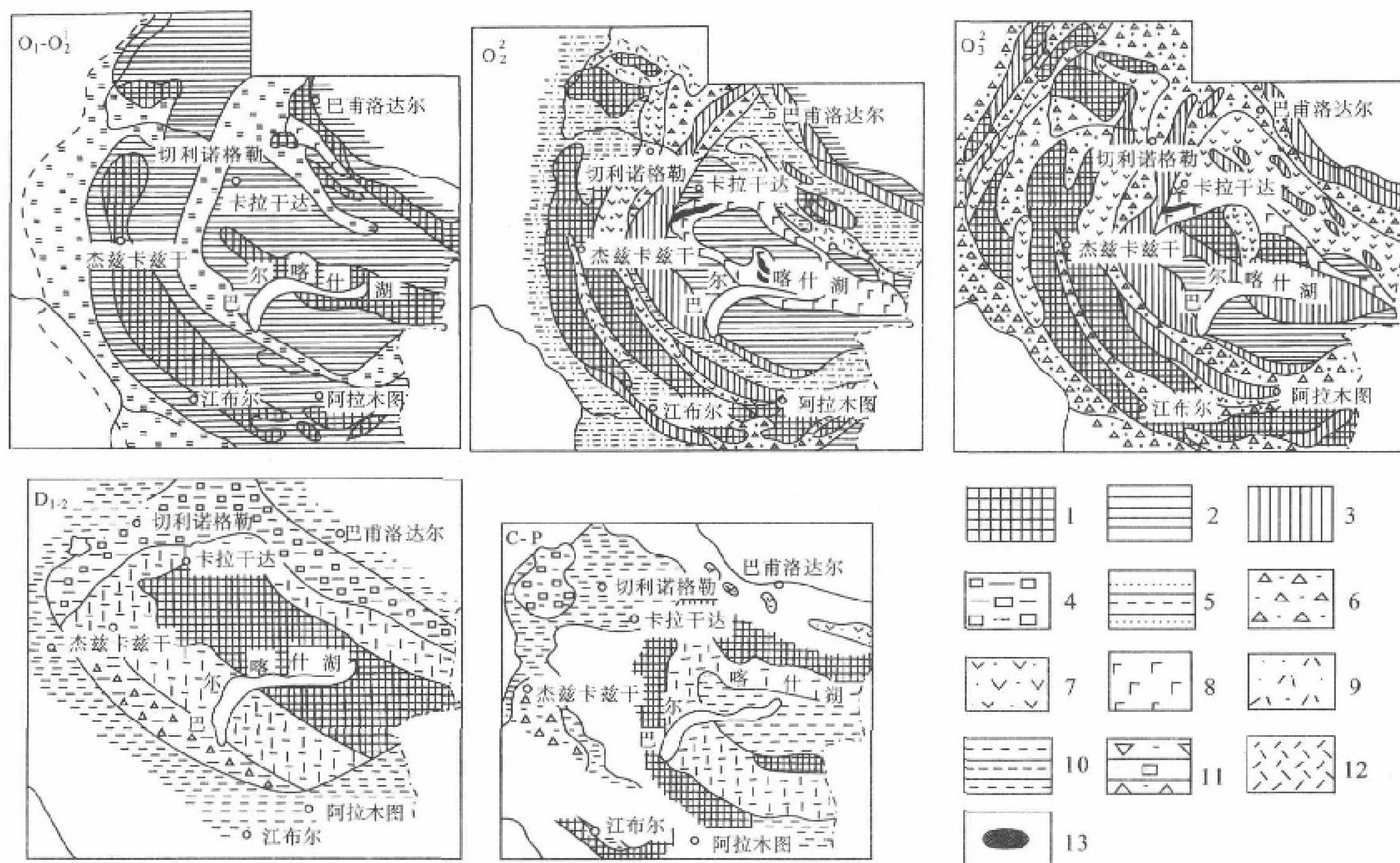


图 6-9　巴尔喀什地区古生代岩相古地理图

（Академия наука Казаской ССР，1989）

1. 隆起带；2. 有盖层的隆起带；3. 褶皱地带；4. 深水硅泥质沉积；5. 陆源复理石；6. 海相磨拉石沉积；7. 安山质火山岩；8. 拉斑玄武岩；9. 中酸性凝灰岩；10. 海相沉积；11. 海陆交互相沉积；12. 碱性火山岩；13. 蛇绿岩

1992，Sm-Nd），安山玢岩的角闪石 K-Ar 年龄分别为 395.5Ma 和 410Ma（白文吉等，1986），出露的最老地层为中奥陶统陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造，上奥陶统出露很少，是一套含有滑塌灰岩块体的磨拉石建造，志留系不整合其上，后者由下而上海水变浅，上部则为火山磨拉石建造；达拉布特蛇绿岩为中泥盆世，上覆下石炭统深海浊积到浅海碎屑岩。

奥陶系-志留系蛇绿岩之上为从深海细碎屑岩到浅海沉积，中泥盆世起转变为海陆交互相，晚泥盆世大部分为陆相，连续分异的基-中-酸性熔岩相伴产出，反映了一种由西北向东南减弱的沟弧盆体系。泥盆纪达拉布特蛇绿岩可能为弧后分裂的产物，上覆从浅海碎屑岩到深海浊流的下石炭统沉积，夹安山玄武岩、玄武岩。二叠纪起隆起为陆，有大量花岗岩侵位。

6.4.4　东准弧盆体系（图 6-8，Ⅰ$_4$）

额尔齐斯断裂带以南的东准地区，主要是泥盆系-石炭系火山岩分布区，向东至蒙古国境内，几乎全由泥盆系中基性、基性火山岩和陆源碎屑岩组成，上泥盆统已属海陆交互相磨拉石沉积，石炭系-二叠系海陆交互相磨拉石和陆相火山磨拉石不整合其上。

北缘出露许多新元古代-早古生代的小断块，可能均属于额尔齐斯混杂岩带的组成部分。哈萨克斯坦境内有含蛇绿岩的早寒武世、晚寒武世-早奥陶世和晚奥陶世断块；蒙古境内的蛇绿岩多不整合于志留系之下，发育上寒武统到下古生界大理岩和石英岩沉积带（图木尔特带）；中国境内断块中出露的新元古界由火山碎屑岩-安山玄武岩及硅质岩组成，奥陶系由英安岩、

流纹岩-玄武岩和陆源碎屑岩-碳酸盐岩组成，加波萨尔地区的上奥陶统为滨浅海相砾岩与安山质火山沉积建造。

由北而南可分为下述两带。

1. 扎河坝-阿尔曼太带

阿尔曼太地区主要由泥盆系组成，中泥盆统为中基性火山岩建造；上泥盆统为安山岩-中酸性火山岩建造；其上整合的是早石炭世滨浅海碎屑岩-火山碎屑岩，局部地方为陆相中酸性-酸性火山岩；下二叠统为陆相双模式火山岩，上二叠统为陆相磨拉石。

乌龙古河以北，沿扎河坝-阿尔曼太一线，出露一条超基性岩带，由超镁铁-镁铁质堆晶岩、中基性火山岩和放射虫硅质岩组成蛇绿岩套，乌龙古断裂将其冲断推覆于下泥盆统蕴都喀拉组之上，其上被上泥盆统或下石炭统覆盖。刘伟等（1993）曾测得其中变质橄榄岩的时代为515Ma；张湘炳等（1996）曾获得橄榄岩的Sm-Nd等时线年龄为479.2Ma，$\varepsilon_{Nd}(t)$值远大于洋中脊（+10）和岛弧玄武岩（+8），反映岩浆源为强烈亏损地幔；后经肖文交等（2006）工作，获该带兔子泉一带蛇绿岩中斜长花岗岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄为503±7Ma（MSWD=1.2），故认为阿尔曼太蛇绿岩为晚寒武世-早奥陶世洋壳残片。

2. 克拉麦里-三塘湖带

克拉麦里-三塘湖带主体由泥盆系和少量石炭系组成。早石炭晚期出现陆相中酸性火山岩和富碱花岗岩的侵入，及不整合于泥盆系之上的磨拉石沉积；大部分地方缺失中上石炭系，拗陷中则堆积了二叠纪海陆交互相或陆相物质。该带中的克拉麦里蛇绿岩因在南明水地区见其上被早石炭世晚期含菊石的地层覆盖，侵入其中的钾长花岗岩的年龄为336Ma（Rb-Sr，新疆地矿局，1993），曾被置于早-中泥盆世。

南明水地区由北而南可划分为三个岩石-地层单元：①北带，由中泥盆世复理石组成；②中带，蛇绿混杂岩带；③南带，中泥盆世-早石炭世沉积岩-火山碎屑岩。蛇绿岩带走向近东西，宽2～4km，主要由辉石岩、辉长岩、玄武岩、红色硅质岩等外来岩块组成，基质为蛇纹岩；其中硅质岩厚2～30m不等，覆盖于玄武岩之上，或与玄武岩呈互层产出，其中发现大量晚泥盆世法门期-早石炭世杜内期放射虫化石（舒良树等，2003），故认为蛇绿岩的时代为晚泥盆世-早石炭世。蛇绿混杂岩带向西延伸不详，向东可到三塘湖一带的塔克扎勒一带。

6.4.5 准噶尔台块与准噶尔盆地（图6-8，I_5）

推测盆地前石炭纪基底或为古隆起，或只有薄的古生界盖层沉积。盆地沉积开始于石炭纪，石炭纪时期周边为裂谷边缘断陷盆地；二叠纪至三叠纪是一个由西南向东北发展的山前拗陷盆地；侏罗纪至古近纪-新近纪则是一个由南而北扩展的山前拗陷盆地。盆地早期发育受周边地带裂谷活动的制约，晚期主要与伊连哈比尔尕-博格达这一陆内造山带有关。

1. 基底构造

盆地为一高重力异常区，异常值为（−125～100）$\times10^{-5}\,\mathrm{m/s^2}$，高于塔里木盆地，后者为（−175～125）$\times10^{-5}\,\mathrm{m/s^2}$；地壳厚度平均为42～45km，大于塔里木盆地（39～42)km。存在上下两个磁性层，上层顶部埋深12km左右，磁强度$M_s=1000\times10^{-9}\,\mathrm{A/m}$，走向NWW；下层顶部埋深18km左右，走向近南北，有效磁化强度$M_s=1050\times10^{-9}\,\mathrm{A/m}$。异常形态均为块状宽缓异常，

区别于周边造山带的线状磁异常和高梯度负重力异常特征，表明盆地的基底应该是一个稳定的克拉通地块。周边造山带的走向平行于盆地边界延伸也表明刚性地块的存在。目前争论的焦点主要是对正磁异常（图 6-10）的解释，因为盆地磁性层的磁化强度比塔里木结晶基底大得多［后者为（200～500）$\times10^{-9}$ A/m］，故认为准噶尔深层南北向磁异常代表早古生代洋壳，NWW 向上层磁异常由石炭纪火山岩引起。区内从哈萨克斯坦至蒙古，从阿尔泰至天山均不存在近南北向的板块缝合带；同时高磁性的洋壳往往都是一些呈线状排列的残块，不可能引起大面积的磁异常强度剧增，所以南北向高磁异常带可能与下地壳的裂谷活动有关；NW 向的上层磁异常反映的是石炭系裂谷火山岩，早二叠世盆地沿 NW 方向展布正是这一基底特征的反映。

图 6-10　新疆地区上延 40km 磁场图

（朱英，1990）

主张准噶尔基底为洋壳的另一理由是，在盆地周边未发现前寒武纪地层。实际上近些年也有不少新的发现，卡拉麦里的将军庙隆起为一个上覆中-上志留统台地相碎屑岩沉积的基底隆起，含图瓦贝生物群，东延至巴里坤盆地北缘。在后一地区的清水泉和卡姆斯特的阿勒安道群（原划石炭系）中，发现了晚震旦世-早寒武世小壳化石群分子；在小柳沟荒草坡群（原划奥陶系）下部浅肉红色花岗片麻岩中获单颗锆石年龄为 1908Ma（徐新中等，1992）；1996 年张前峰等又在下马崖南约 40km 的原石炭系中测得 670Ma 的 Sm-Nd 年龄，源岩为钙碱系列火山岩。上述成果证实，准噶尔-吐哈微板块不仅有古老的基底，而且震旦纪时期其东北边缘南段属活动陆缘环境。

准噶尔中央地块以将军庙隆起为代表，中志留统至上泥盆统为薄层海陆交互相碎屑沉积，石炭系-二叠系为陆相磨拉石沉积（包括下石炭统顶部火山磨拉石），显然均属台地相盖层。据物探资料推测，其内部结晶基底之上的古生界盖层较薄。在井下也发现了不少中新元古代年龄数据，据此新疆石油管理局对基底岩石类型作了初步划分。根据上述资料，现在可以有根据地讲，盆地叠加在不同性质的构造带之上，北部拗陷（乌伦古）基底具有活动陆缘特征，以火山沉积为主，个别钻孔中打到的TTG片麻岩仅是陆缘带基底残块，不能作为北部基底的代表；中部地带（陆梁隆起-中部拗陷-南部隆起）应是前寒武纪基底隆起，以玛纳斯湖与将军庙两地隆起最高，中部可能有分割；南部应该是伊连哈比尔尕-博格达裂谷基底（图6-11）。

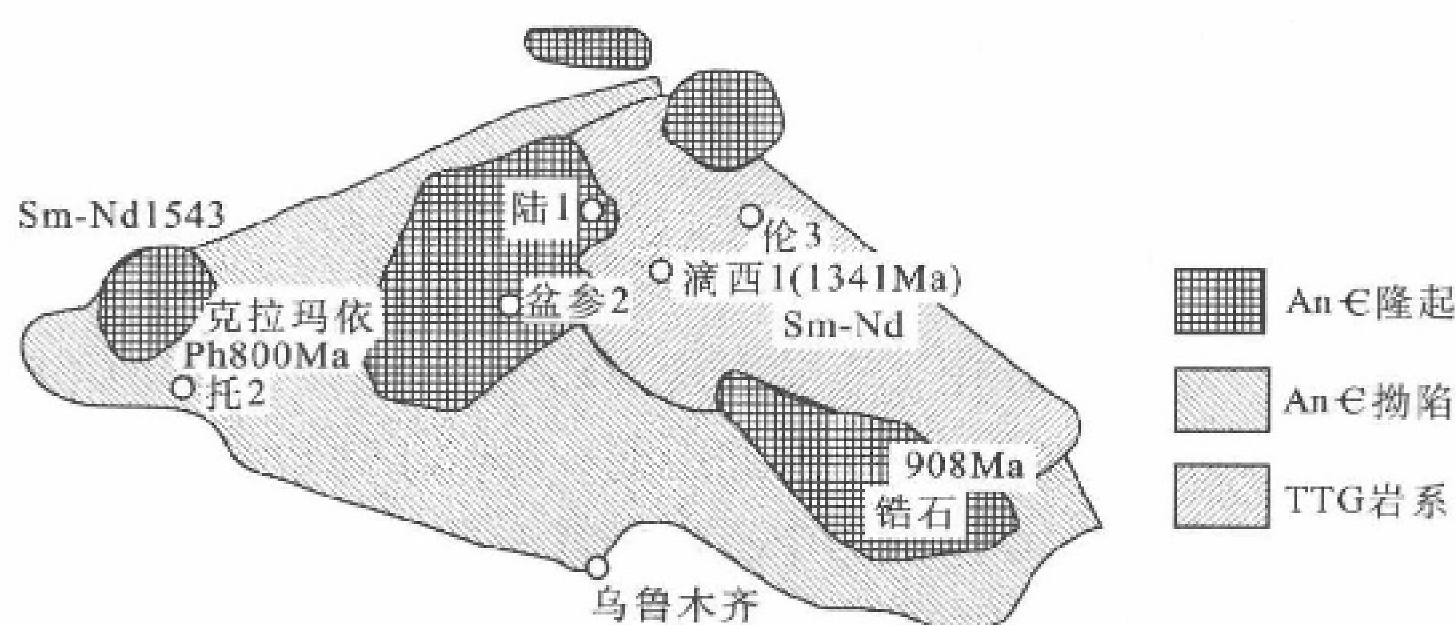


图6-11　准噶尔盆地基底岩石类型图

（新疆石油管理局1999资料修编）

2. 构造演化阶段

早古生代是亚洲洋强烈扩张时期，在西伯利亚板块南缘和中天山板块北缘都曾发生过板块俯冲碰撞，由于区内紧随其后的裂谷活动，使一些新形成的板块俯冲带分崩离析，形成许多游离于大陆边缘以含蛇绿岩为特征的破裂俯冲带残块，经过泥盆-石炭纪大火成岩省的强烈活动而稳定下来。盆内残留的克拉通地块上发育有厚度不大的台地相沉积，大面积盖层的形成在石炭纪。

板块拼合之后，经历了陆内裂谷和山前拗陷盆地两个演化阶段，前一阶段从石炭纪早期至晚期，后一阶段从二叠纪至第四纪早期。

1）陆内裂谷活动时期

裂谷活动开始于泥盆纪，从温泉-博乐一带向东伸进北天山，尖灭于后峡一带。石炭纪火山活动主要集中在中石炭世早期柳树沟组沉积的中晚期，强烈活动于博格达一带，向西形成伊连哈比尔尕（北天山）裂谷，据火山喷发强度可推测其向东张开。

在区域重力异常图上，博格达与两侧盆地的异常特征无明显差异，山体高达5000m而没有山根，显然有地幔物质上涌而平衡了因地形升高所引起的质量过剩，这应该是裂谷活动的反映。这里早石炭世（C_1^{1-2}）为浅水沉积，代表博格达裂谷的初始阶段；中石炭统下部的柳树沟组（C_2^1）为博格达地层主体，厚达3000m，为典型拉张状态下的双峰式火山岩建造，有时火山岩减少，成为含枕状玄武岩夹层的深海复理石沉积，中部厚两侧薄，向东火山岩比例增大，表现为一个向东开口的断陷型槽地；中石炭统上部的祁家沟组（C_2^2）为含碳酸盐岩较多的大

陆架沉积及复理石建造，中、东部有钙碱系列火山岩产出；上统的奥尔吐组（C_3）已为含安山岩的海陆交互相碳酸盐岩及碎屑岩建造。

除南缘的裂谷活动外，准噶尔地块的北缘和东西缘自晚泥盆世也开始板内裂谷活动。石炭纪时沿地块周缘形成裂谷边缘盆地，发育火山沉积夹含烃源岩的碎屑沉积，从石炭纪早期到晚期，经历了北海南陆（C_1^1）至北陆南海（C_1^2-C_3），东高西低（C_1-C_3^1）至西高东低（C_3^2）的古地理演化。早石炭世早期呈现为北海南陆，东高西低的古地理格局；早石炭世晚期北缘陆梁一带开始隆起，出现潟湖白云质泥岩沉积，东北缘为近海湖泊沉积；中石炭世早期北缘继续隆起并扩大到东北缘，出现陆相火山盆地（北缘）或含煤盆地（东北缘）；中石炭世晚期至晚石炭世早期北缘及地块腹部上隆遭受风化剥蚀，西及西南缘为发育浊积岩的浅海槽盆，东及东南缘为浅海盆地；晚石炭世晚期地块中西部整体抬升，滨浅海盆地退缩至东及东南缘的克拉麦里山前和博格达山前。

2）NW 向山前拗陷盆地发育时期

中石炭世末，应该有一次造山作用，主要表现为陆内裂谷的回返，博格达裂谷曾在这次运动中隆起，使晚石炭世和二叠纪拗陷仅限于南北山前；准噶尔地块西北缘及西南缘的石炭纪盆地在晚石炭世晚期隆起；玛纳斯南，下伏的中石炭统普遍褶皱并有轻微变质，其上被二叠系沉积角度不整合覆盖，这都表明准噶尔南缘裂谷带在石炭纪末（或中石炭世末）曾发生裂谷回返的陆内造山作用。

二叠纪是伊连哈比尔尕-博格达北缘山前拗陷型盆地发育阶段。早二叠世局限于山前地带，约在夏子街-三台一线以西；晚二叠世扩展到整个盆地。早二叠世早期，夏子街-三台一线以东为隆起区，以西有两个拗陷中心，一在西北侧的哈拉阿拉特山前，另一个在博格达山前的昌吉一带，最大幅度为 1300m；早二叠世晚期至晚二叠世，拗陷幅度增大，并向东扩展到克拉麦里山前，西部形成幅度约 3000m 的克拉玛依-石河子-昌吉 NW 向拗陷中心，向东至克拉麦里山前减薄到 500m 左右。这一 NW 向山前拗陷盆地延续到三叠纪，后者仍是一个 NW-SE 向盆地，拗陷中心位于博格达山前的阜康一带，最大拗陷幅度约 1800m。

盆地南缘的下二叠统称下芨芨槽子群（下部为石人子沟组，上部为塔什库拉组），均为一套复理石沉积。下部粗，常夹凝灰岩、火山岩碎屑及滑塌岩块；上部为薄层粉砂岩与砂质泥岩、硅质岩的频繁互层，区域上发育辉长岩岩墙、碱性火山岩与花岗岩，表明为拉张断陷。博格达前缘测得的古水流方向为 240°～257°（林晋炎，1993），反映了东北缘抬升剥蚀，西南缘拗陷的 NW 向盆地的古地理格局。因差异活动所致，伊连哈比尔尕与博格达间可能有缺口存在，使二叠纪盆地在柴窝堡一带形成一个海湾，并与吐哈盆地沟通。

早二叠世晚期至晚二叠世早期盆地由断陷转变为拗陷时期，这是伴随着裂谷造山带的隆起其前缘带挠曲变形的结果，最大拗陷幅度可达 6000m。下细上粗，下部（上芨芨槽子群）为大陆架浅海到湖泊的细屑岩、凝灰岩、油页岩，向东出现玄武岩-流纹岩双峰式火山岩沉积；晚二叠世晚期则被陆相磨拉石沉积所代替（下仓房沟群）。下三叠统上仓房沟群为一套下细上粗的沉积组合，由早期的湖泊相向晚期河流相转变；而中-上三叠统小泉沟群为一套准平原环境下的泥岩、砂岩沉积。总体上表现为由海相到陆相，由活动到稳定，范围由小到大，由两个大的沉积旋回组成，从早期（P_1^1）的拉张断陷到晚期（P_1^1-T）挠曲拗陷的发育过程。

3）东西向山前拗陷盆地发育时期

早中侏罗世时，盆地面貌发生很大改变，基本上表现为由北而南逐渐下沉的现今面貌，这显然与整个天山造山带的近东西向隆起有关。例如，除北部边缘有 1300m 左右的沉积外，向南逐渐由 1000m 左右加厚到 2000m，明显形成独山子-阜康东西向拗陷带；晚侏罗世时，向南东方向的倾斜幅度更大，北部仅有 200m 左右的沉积，而昌吉-阜康一线可达 1400m；并在白垩纪-古近纪北部明显抬起，早期拗陷的乌伦古地区仅余 1000m 左右的沉积，由此向南至天山前缘的沙湾-呼图壁一带可达 5000m；新近纪以来，克拉玛依-克拉麦里一线以北已成隆起剥蚀区，拗陷中心完全转移至天山前缘一线。

中-下侏罗统水西沟群沉积范围较中上三叠统进一步扩大，周边造山带都接受了这一时期的含煤岩系，为湿热气候条件下的湖泊、河流-沼泽相沉积。中侏罗世在克拉玛依地区有玄武岩喷出，盆地内部也发育少量火山碎屑岩，造成白垩系与下伏侏罗系多为角度不整合接触；早白垩世盆地仍继续扩大，整个准噶尔盆地均被浅水湖泊所占据；上白垩统则显示盆地逐渐萎缩，湖水变浅，岩性变粗，南缘地区主要为一套山麓-河流相沉积；古近系下部为浅湖-河流相沉积，是一套砂质泥岩、泥灰岩和砾岩层；上部安集海组则为厚度不大的绿色泥岩沉积，局部出现半深湖环境，形成厚达 400m 的暗色泥岩，表现为稳定下沉的准平原地貌。

从侏罗纪到古近纪-新近纪，沿北天山前缘的稳定下沉显然均与伊连哈比尔尕-博格达这一陆内造山带的活动有关，早-中侏罗世是弱引张状态下山前的重力陷落，普遍形成数十米厚的底砾岩，后期则是伴随着造山带前陆逆冲活动而发生的挠曲型拗陷。这与前陆盆地的形成机制不完全相同，故统称为山前拗陷盆地。

3. 伸展型盆地和挤压型（拗陷型）盆地的判别

陈发景等（2005）把准噶尔盆地的演化阶段归纳为：①中、晚石炭世裂陷槽；②二叠纪陆内裂谷（P_1）—裂谷期后弱伸展拗陷（P_2）；③以早白垩世、古近纪为代表的弱伸展拗陷-稳定大陆内拗陷（T_{1-2}-T_3^1、J_1-J_2^1；K_1、E）；④以中、晚侏罗世、新近纪到早更新世为代表的陆内前陆拗陷（J_2^2-J_3、N-Q_1）；⑤以晚白垩世、晚二叠世为主的弱缩短挠曲拗陷（K_2、P_3、T_3^2）交替的叠合盆地。其主要鉴别标志是：盆地几何形态、同沉积断层的性质、沉积速率，其次为古热流值和火山岩的性质。有同沉积正断层发育的盆地为伸展盆地（图 6-12，1）或弱伸展盆地（6-12，2、3）；有同沉积逆断层发育的盆地为陆内挠曲盆地（图 6-12，5）或弱缩短挠曲盆地（图 6-12，6）。

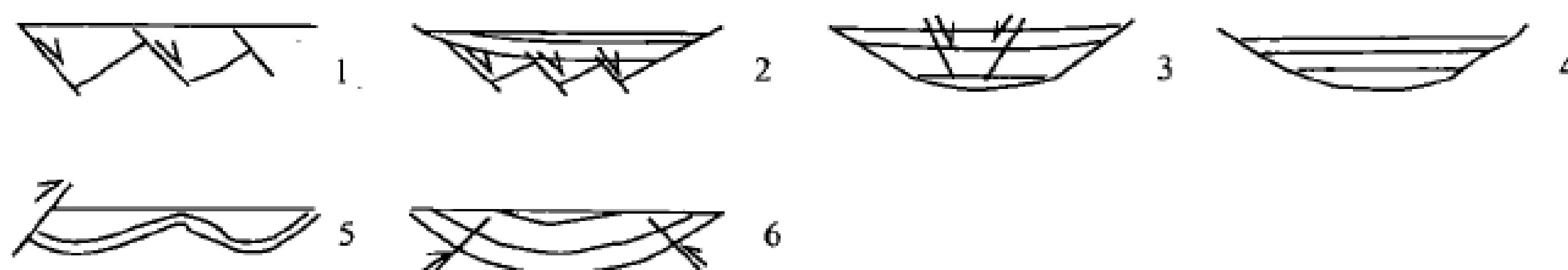


图 6-12　准噶尔盆地陆内伸展和拗陷盆地的六种构造样式

（陈发景等，2005 资料编绘）

1. 同沉积正断层控制的断陷盆地（P_1）-裂谷盆地；2. 下断上拗盆地，下部正断层对沉积的控制作用有限（P_2）-裂谷期后弱伸展拗陷；3. 碟形拗陷盆地，局部发育正断层（T_{1-2}-T_3^1，J_1-J_2^1）-弱伸展拗陷；4. 正断层不发育的碟形拗陷盆地（K_1、E）-稳定大陆内拗陷；5. 受逆冲断层控制的前陆拗陷盆地（准南：N-Q_1；乌伦古：J_2^2-J_3）-陆内前陆拗陷；6. 发育逆冲断层的碟形拗陷盆地（K_2、P_3、T_3^2）-弱缩短挠曲拗陷

他们同时指出，也可以用不整合-沉积旋回来判别盆地性质：一个陆相盆地在某一时期的沉积旋回往往从正旋回开始到反旋回结束，顶部以不整合分开；每一旋回的岩性特征自下而上为粗-细-粗，相变化为冲积扇-扇三角洲-湖相-河流三角洲-冲积（或洪积）相；正旋回的特征是沉积物不整合地超覆在前一个反旋回地层之上，伴随着沉积范围不断扩大，是伸展环境的象征；反旋回是地层以退覆递进式截削不整合为特征，并伴随着沉积范围的不断缩小，代表挤压环境。

4. 区域构造特征

盆地现今的面貌是侏罗纪以来改造的结果，总体上表现为由北而南向北天山-博格达前缘倾斜，形成近东西向展布的两隆三坳，东西两侧被两个近南北向延伸的斜坡性质的隆起所围限（图 6-13）。

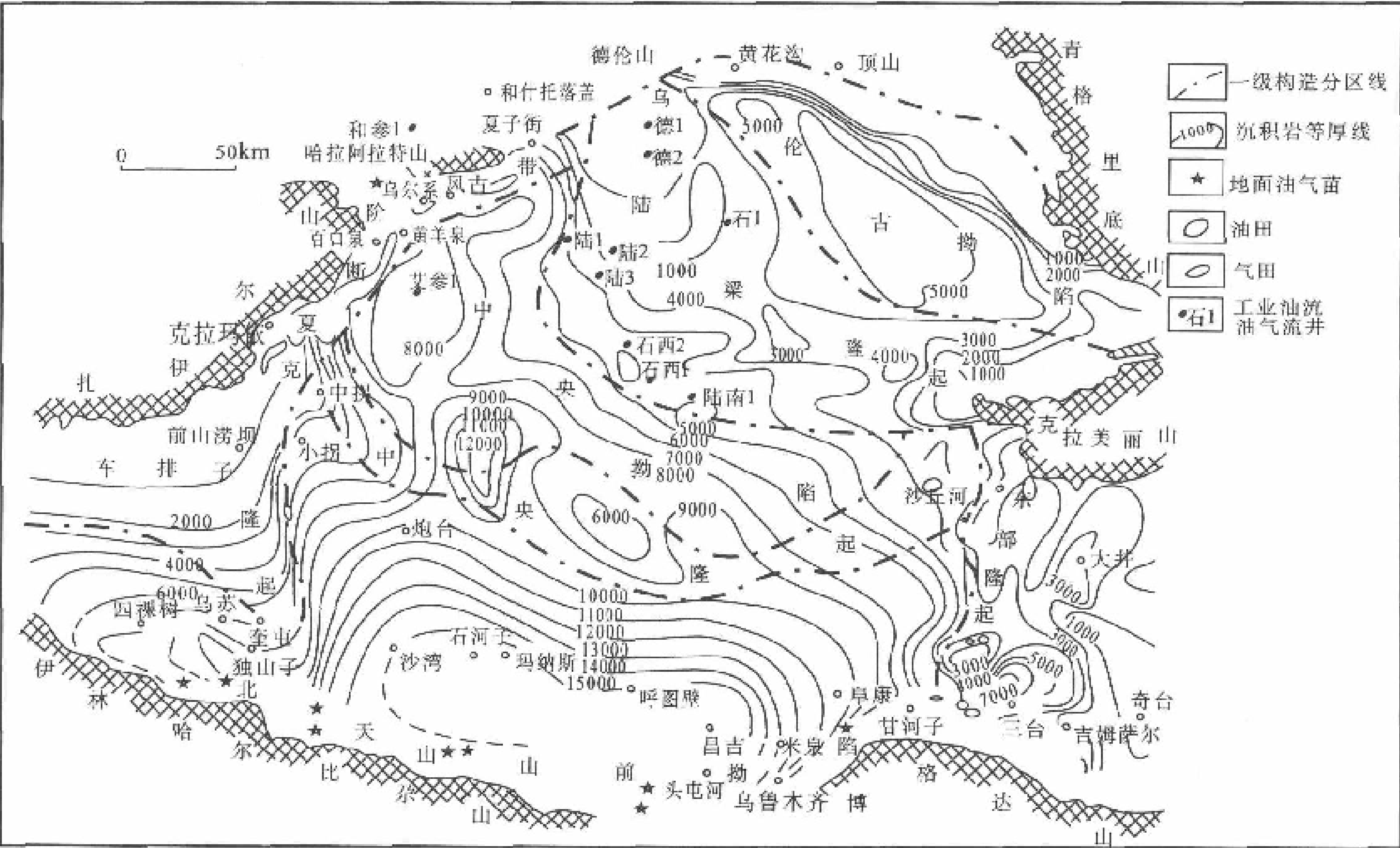


图 6-13 准噶尔盆地勘探成果图
（新疆石油局，1997）

1）乌伦古坳陷

尽管近年来在井下见到年龄为 1341Ma（Sm-Nd）的样品，据此有人将坳陷基底解释为 TTG 花岗片麻岩（图 6-11），但其正负相间的重磁异常特征表明，其基底应为岛弧火山岩系，与西准、东准岛弧带类似。坳陷南界的三个泉断裂应是克拉麦里断裂的西延部分，具俯冲带特征，沿线的三参 1 井至夏盐 2 井中已见辉绿岩与玄武质火山岩（张年富，1998）。坳陷中局部赋存的前寒武纪基底岩石可能是包裹在岛弧带中的古老地块残留体。坳陷在晚二叠世处于隆起状态，上部沉积层厚 5000m，主要为三叠系-侏罗系，前者厚 1000m，后者为 2500m，为后造山伸展期坳陷。

2）陆梁隆起

盆地腹部的陆梁隆起可能与东侧将军庙隆起性质相仿，是一个基底隆起，上覆志留系-泥盆系台地相沉积和裂谷边缘石炭纪火山-沉积岩系。海水退出较早（推测在早石炭世末），中晚石炭世为陆相火山沉积，故火山岩中发育四层风化壳，均以淡水溶孔为主（张年富，1998）。中-下二叠统沉积厚度不大，主要存在于英西、玛湖这些上拗陷中。其南缘与中央拗陷相邻部位是油气产出的重要地带。

3）中央拗陷、中央隆起与北天山山前拗陷

中晚石炭世-早二叠世沉积沿台块西南侧，从 SE 方向的昌吉伸入 NW 方向的乌尔禾，晚二叠世拗陷阶段盆地才向 NE 方向扩展到克拉麦里山前，所以中央拗陷东段的东道海子北拗陷实际上是一个晚二叠世拗陷，早二叠世沉积很薄。

中央低隆起早期为石炭纪-二叠纪盆地的北斜坡，后期又是中-新生代盆地的北斜坡，故是油气比较富集的地带。

南部拗陷是一个从石炭纪到新生代多次叠加的山前拗陷盆地，最大沉积厚度达 15km。在天山山前又受到古近纪-新近纪后期冲断作用改造，发育山前冲断带，动力学机制在东西方向上有别：独山子-安集海一线由重力滑动引起，以发育表层滑动褶皱为特征；博格达山前与重力扩展作用有关，主要发育冲断褶皱。

4）西部隆起（克-夏断阶带与车排子凸起）

西部隆起早期为石炭纪裂谷，石炭纪晚期隆起，缺失晚石炭世至二叠纪沉积，中-新生代为西准山脉的山前拗陷，后期又发育为山前冲断带，是油气的重要富集地带。因后期的山前拗陷主要与造山带的热膨胀并向外扩展有关，故克-夏断裂带向盆内的推覆幅度由北（11km）而南（乌尔禾至克拉玛依，9km）减小。车排子凸起上缺失二叠系、三叠系、侏罗系多套地层，正是因为它不位于造山带前缘之故，只是到古近纪-新近纪当山前拗陷强烈扩展时期才将其卷入拗陷带之中。

5）东部隆起

东部隆起位于克拉麦丽与博格达之间，由东西走向的两凹夹中间一隆构成，北部拗陷在晚二叠世早期，这里平地泉组（P_2^1）为优良烃源岩。南部拗陷为博格达山前二叠纪深拗陷，发育了芦草沟组和红雁池组烃源岩。印支-燕山时期将其分割为南北向断隆和断凹，推测为南北两个造山带差异挤压所致。

6.4.6 吐哈台块与吐哈盆地（图 6-8，I_6）

吐鲁番-哈密地区是一个晚古生代到中-新生代沉积盆地，夹在博格达山与觉洛塔格山之间。基底是准噶尔微板块的一部分，是石炭纪时期从准噶尔微板块中分离出来的一个断块。以盆地中央断裂为界，北部为前寒武纪地块型基底，南部叠加在破碎的板块前陆之上。中石炭世-早二叠世为山前断陷盆地发育时期，发育海相火山-沉积岩系；晚二叠至早-中侏罗世时期为山前拗陷发育时期，有深湖-半深湖相烃源岩形成；晚侏罗世-第四纪时期是山前拗陷发育的晚期阶段。受两侧山脉差异隆升的影响，由 NE 和 NW 向两组断裂将盆地划分为西部吐鲁番拗

陷、东部哈密拗陷和中部了墩隆起三个次级构造单元，三者基底埋深和盖层发育均不相同，故各自具有不同的含油气特征。

1. 基底结构与演化

前已述及，吐哈盆地与准噶尔盆地具有相同的重磁场特征，表明均发育在稳定的克拉通地块之上。如图 6-14 所示，盆地基底由几个破碎的强磁性地块组成，位于中央断裂以北，了墩隆起是基底突起最高部位。在重力图上盆地北侧也是一个宽缓的重力低值区，异常最低为－200mGal，也是盆地的沉降中心，中-新生代最大厚度达 7000 余米。盆地南侧与觉洛塔格构造带一起为一个向北降低的重力梯度带，表示二者的基底性质类似。不同的是盆地南缘存在几个块状正磁异常，从西侧的艾丁湖到东侧的五堡，异常值 190～130nT，在延拓20～40km后并不消失（图 6-14）。据此可以将盆地基底分为北部稳定地块沉降带和南部破碎地块沉降带两个部分，中央断裂为二者分界线。前者相当于吐鲁番盆地的北部拗陷，哈密盆地的哈密拗陷；后者就相当于南部斜坡或南部拗陷。北部拗陷为后三叠纪拗陷带，南部拗陷为二叠纪（包括晚石炭世）、三叠纪拗陷带。了墩隆起既是一个基底隆起带，又是一个古生代拗陷带，将盆地基底明显分为东西两部分，其中有志留系和泥盆系-石炭系出露，1985～1986 年叶干等曾在了墩-三道岭附近采到大量志留纪腕足类化石，岩性主要为复理石砂板岩、千枚岩；其上的泥盆系-石炭系均为火山沉积建造。古生代早期吐哈盆地与准噶尔盆地基底共同组成准噶尔微板块，板块南缘有了墩裂陷等伸入，基底较破碎，表现为一种火山型被动陆缘；至石炭纪时期随着博格达裂谷的活动，吐哈地区脱离准噶尔微板块；中石炭世末，觉洛塔格隆起，引起山前地带的挠曲变形，形成吐哈南缘晚石炭世-二叠纪山断陷盆地（图 6-15）；盆地北侧伴随着博格达裂谷造山带南缘的隆升（早二叠世末），在其山前地带因后造山伸展逆冲作用而形成山前拗陷，沉积了厚度较大的上二叠统-白垩系；后期因博格达山的后造山伸展变形比觉洛塔格强度大，总体表现为由北向南推覆，并以中央基底分界断裂为轴线，从而形成中央火焰山逆冲变形带，第四纪时期拗陷才扩展到盆地南缘的艾丁湖地区。

2. 区域构造特征

盆地现今表现为“二拗一隆”，即吐鲁番拗陷、哈密拗陷和了墩隆起，与准噶尔盆地一样也是侏罗纪以来的构造面貌（图 6-15）。

1）吐鲁番拗陷

吐鲁番拗陷是一个南早北晚、南浅北深的不对称盆地，拗陷幅度最大的位置在台参 1 井一带，盆地相沉积厚度达 9km；构造变形亦表现为南早北晚，南弱北强，主要表现为由北向南的推覆。盆地发育于晚石炭世，晚石炭世至二叠纪沉积向南、向觉洛塔格山前加厚(图 6-16)，具半地堑盆地的构造特征。据艾参 1 井揭示，是一套海相-海陆交互相火山岩组合，存在烃源岩；早二叠世之后已经逐步抬起，未发育晚期拗陷阶段沉积，故油气远景不是很大。晚二叠世开始，沿博格达南缘发育山前拗陷盆地，晚二叠世-三叠纪为断陷阶段，具一定生烃条件，侏罗纪-白垩纪为拗陷阶段，形成巨厚的湖沼相沉积，是盆地的主力生油岩系，构造反转发生在侏罗纪末。

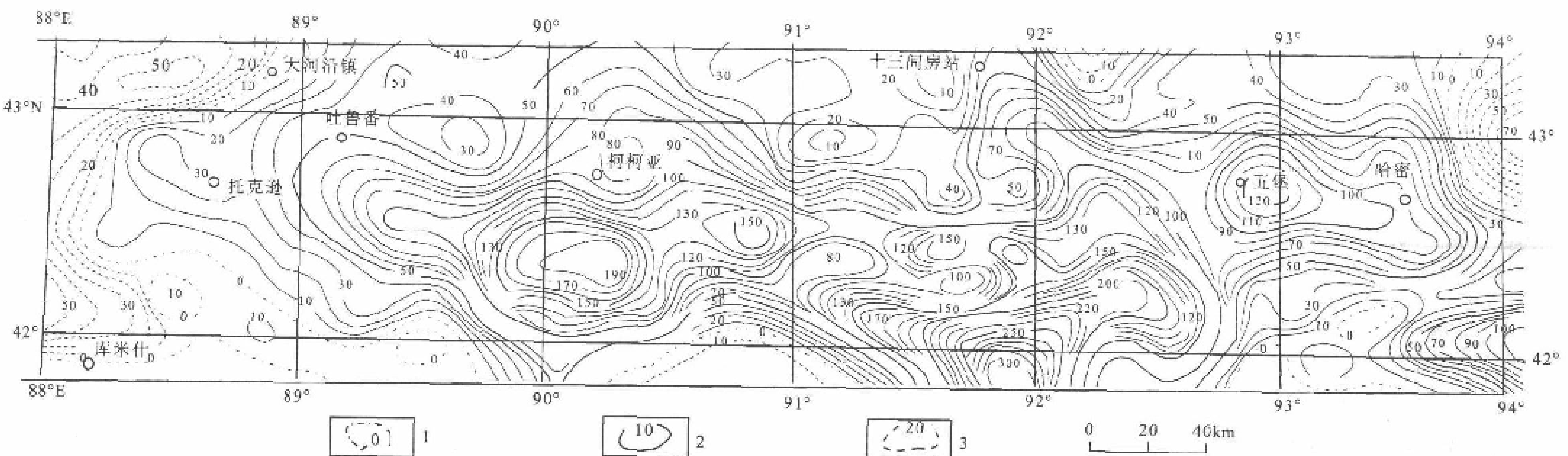


图 6-14　吐哈盆地航磁化极上延 20km 等值线图(单位:nT)

(吐哈油田,转引自吴涛和赵文智,1997)1. 零等值线;2. 正等值线;3. 负等值线

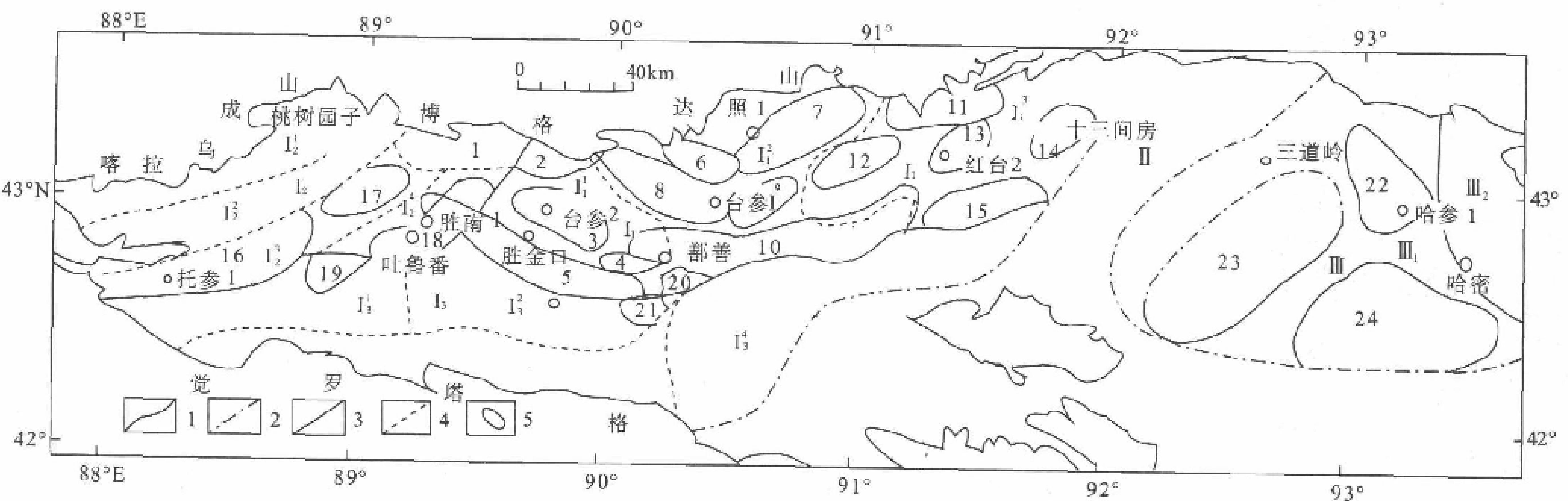


图 6-15　吐哈盆地前侏罗系构造单元划分图

(吴涛和赵文智,1997,简化)

Ⅰ. 吐鲁番坳陷:$Ⅰ_1$. 北部凹陷,$Ⅰ_2$. 西部凸起,$Ⅰ_3$. 南部凹陷;Ⅱ. 了墩隆起;Ⅲ. 哈密坳陷:$Ⅲ_1$. 哈密坳陷,$Ⅲ_2$. 黄田凸起。1. 盆地边界线;2. 一级单元分界线;3. 二级单元分界线;4. 三级单元分界线;5. 盆内构造边界及编号

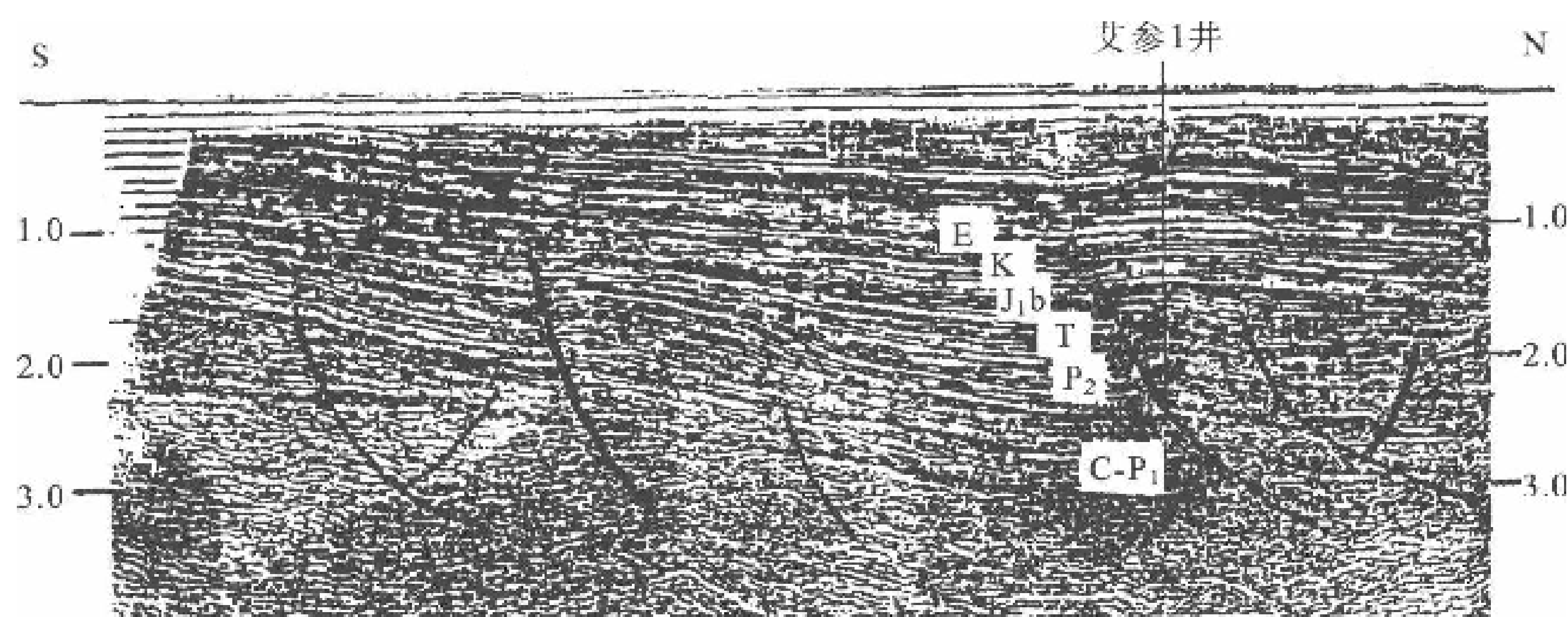


图 6-16　T94-186 测线石炭系-上二叠统南厚北薄剖面图

（据吐哈油田，转引自吴涛和赵文智，1997）

NWW-NEE 向断裂是盆地的主干断裂，与基底差异活动有关，大多具反转性质；NE 向断裂多为盖层断裂，为不均衡差异扭动断裂。据赵文智等（1998）对古构造恢复剖面的研究，盆地从断陷到拗陷的构造反转开始于侏罗纪末，强烈活动于喜马拉雅期。主要形成博格达山前冲断带和火焰山推覆褶皱带，故盆内圈闭构造的主要类型为有基底卷入的断褶或穹隆，及盖层滑脱形成的冲断背斜和三角带。

2）哈密拗陷

哈密拗陷主要为二叠纪-三叠纪拗陷，厚度超过 4000m。而在侏罗纪以来呈上升趋势，厚度越来越薄，故虽有较发育的海相二叠系和三叠系-侏罗系湖相沉积，但缺乏有利的封闭、热演化与运移条件，油气形成条件远逊于吐鲁番拗陷。

3）了墩隆起

前已述及，这是一个古生代裂陷，因为它既是一个古生代复理石沉积带，又是一个火山活动带，岩层也遭受一定程度地变质变形。该裂陷后期为一隆起的陆内造山带，其上仅局部发育中新生代断陷盆地沉积。鉴于这一特征，其前缘地带值得重视，对油气形成有一定控制作用。

6.5　天山造山带

6.5.1　概述

1. 区域展布

天山是一条国际山脉，绵延 3000 余千米，东段横亘于我国新疆中部，西段主要位于哈萨克斯坦、吉尔吉斯与乌兹别克斯坦境内。中国境内的一段明显三分，即北、中和南带，三带的构造性质差异显著，北天山为泥盆纪-石炭纪构造岩相带，中天山是一条前寒武纪隆起带，南天山则是一条志留纪-泥盆纪构造岩相带，分界断裂即中天山北缘和南缘大断裂。中亚境内的天山一般被分为北天山和南天山两带，分界为纳伦断裂，该断裂是中国中天山南缘断裂的西延，因此中亚的北天山与中国的中天山完全属同一条构造带。前苏联的一些学者为便于与中国对比，他们以伊

塞克湖南缘断裂（尼古拉耶夫线）为界，把中亚北天山二分，北部仍称北天山，尼古拉耶夫线与纳伦断裂之间的部分称中天山，但后者只相当于中国中天山的南缘隆起。我国的北天山向西延伸，可能沿赛里木湖地块的东北缘（玛依拉、唐巴勒蛇绿岩带）延出国境。

2. 构造属性

天山蛇绿岩已报道的有十五六处，可分为五条近东西向延伸的岩带：①北天山—巴音沟；②中天山北缘—哈布勒根达坂-冰达坂-干沟-康古尔塔格；③中天山南缘—长阿吾子-古洛沟-乌瓦门-榆树沟；④南天山腹地—米斯布纳克-库勒-色日克牙依拉克；⑤西南天山南缘-巴雷公-黑英山（图 6-18）。

这些蛇绿岩均以构造混杂岩的型式出现，不仅表现为不同性质火山岩的混杂，而且也表现为不同性质蛇绿岩的混杂，有裂谷性质的蛇绿岩，可以巴音沟为代表，在走向上出现碱性玄武岩；有岛弧或弧后盆地的蛇绿岩，如常见 E-MORB 型岩石伴生；有小洋盆或有限洋盆蛇绿岩，常见大离子亲石元素较强富集和高场强元素亏损。因此除考虑蛇绿岩因素外，更多地从古地理特征、地层及其接触关系、古生物组合和区域对比等方面综合分析，对天山的构造演化作如下简要归纳：

中天山具岛弧地块性质，它与北天山及准噶尔地块的碰撞拼合在早-中奥陶世，有这一时期的蛇绿岩残留，更重要的是含丰富笔石化石的早志留世地层明显不整合于蛇绿混杂岩之上（图 6-19）。

南天山情况比较复杂，在早古生代时期它是一个面积广阔的被动陆缘，根据零星的地层资料显示，额尔宾山北坡上震旦统下部为红色碎屑岩建造，上部为镁质碳酸盐岩；哈尔克山南坡的下寒武统为硅质含磷建造，均代表台地相环境；中-上奥陶统为千枚岩、灰岩、钙质砾岩和中基-中酸性火山岩（硫磺山组），代表初始洋盆环境；志留纪时，哈尔克山北坡为碳酸盐台地，向南为发育滑塌堆积的台地前缘斜坡。它与中天山的碰撞拼合是沿着中天山南缘断裂进行的，其时代经多年对有关蛇绿岩、高压变质岩石的研究，现在倾向于在中志留世-泥盆纪。但南天山-塔里木板块与中天山拼合以后，又先后在其北缘裂开两个小洋盆，一为北面的库勒洋盆，时代为晚泥盆世-早石炭世；一为南面的西南天山洋盆，时代为早-中二叠世。此后，南天山才基本结束了与板活动有关的造山历史。

晚古生代时期，天山南北的演化历史截然不同，从泥盆纪开始，早-中石炭世达到鼎盛的裂谷活动遍及中天山-准噶尔的广大地区，发育了著名的伊犁、博格达、康古尔塔格和哈尔里克等裂谷。但这时却是南天山稳定碳酸盐岩盖层发育的主要时期（主要指石炭纪），其原因可能与它们褶皱基底的形成早晚不同有关。

6.5.2 北天山（图 6-8，II_1）

中国的北天山自西向东由伊连哈比尔尕、博格达、哈尔里克和觉洛塔格四带组成（图 6-8）。

1. 伊连哈比尔尕（图 6-8，II_1^1）

伊连哈比尔尕位于中天山北缘，这就是狭义的北天山。该带向西到博乐地区，向东与博格达相连。主要由中石炭统火山复理石地层组成，下部为中泥盆统安山岩-英安岩-流纹岩组合与粗碎屑岩沉积，下石炭统中有所谓的巴音沟蛇绿岩产出。以后峡剖面（刘洪福等，1990）为

例，中石炭统下部（前峡组）为厚层安山玄武岩，上部（后峡组）为凝灰质砂岩、粉砂岩夹英安岩和霏细岩，韵律层发育，含海绵骨针与遗迹化石，显示其为深水浊流沉积。地层轻微变质和强烈变形，被二叠系陆相沉积不整合覆盖。

北天山蛇绿岩带（巴音沟蛇绿岩）呈 NWW-SEE 向展布于艾比湖-巴音沟-后峡一线，可以巴音沟蛇绿岩为代表。后者由蛇纹石化方辉橄榄岩、辉长岩（具共生斜长花岗岩脉）、闪长岩、辉绿岩墙、枕状玄武岩、块状熔岩（玄武岩、安山岩）、基性凝灰岩和硅质岩组成，地化特征揭示可能存在两种幔源：①陆内裂谷，较年轻（早石炭世晚期）的蛇绿岩端元生成于软流圈顶部的亏损地幔源（MORB），从早期到晚期显示大陆裂谷向大洋裂谷的转化。蛇绿岩所赋存的下石炭统（阿克沙克组）为一套低级变沉积岩和火山岩，沉积岩为浅海相至陆相浊积岩、灰岩、页岩、粉砂岩（含腕足类和珊瑚化石）、砂岩和砾岩；②火山岩由玄武岩、安山岩和凝灰岩形成同沉积夹层，共同构成大陆裂谷层序。巴音沟蛇绿岩与阿克沙克组为断层接触，上石炭统齐尔古斯套群不整合其上，蛇绿岩中斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 324.8±7.1Ma（徐学义等，2005）。

2. 博格达（图 6-8，II_1^2）

博格达山位于乌鲁木齐-吉木萨尔一线，它与伊连哈比尔尕一样，都以中石炭世强烈地裂谷火山活动为特征。中石炭世早期发育了柳树沟组（C_2^1）中酸性和酸性火山岩（中-下石炭统博格达群，新疆地矿局），主要岩性是灰绿、紫色安山质角砾岩、集块岩、中酸性凝灰岩、安山玢岩、英安斑岩、霏细岩；夹砾岩、砂岩、粉砂岩和灰岩透镜体；火山活动具爆发相特征，主要以火山集块岩、凝灰岩为主。中石炭世晚期（祁家沟期，C_2^2），有六棵树中酸性火山岩喷发，并发育了老君庙等火山机构。

博格达山东段，火山活动主要在早石炭世。在二台北克拉麦里南侧，早石炭世晚期发育了陆相中酸性火山熔岩及碎屑岩（巴塔玛依内山组，C_1b），主要岩性为安山质火山角砾岩、安山岩、安山玢岩、流纹英安岩、凝灰岩、凝灰质角砾岩等，火山喷发呈陆相多中心兼裂隙式喷发。向南，在木垒县大石头及红柳峡西南一带，主要发育早石炭世中酸性火山岩，以集块岩、火山角砾岩、熔结凝灰岩、安山玢岩和流纹岩等岩石为主；岩石化学属高铝（$Al_2O_3 \approx 20\%$）、低钛（$TiO_2 \approx 2$）、高钠（$Na_2O/K_2O \approx 6$）和铁质［$FeO/(MgO\text{-}TiO_2) \approx 8$］系列（以玄武玢岩为例），属缺少基性端元的钙碱性中酸性火山岩。

博格达地区的下二叠统下芨芨槽子群为稳定沉降阶段的细碎屑岩、油页岩沉积，伴有少量酸性火山岩喷发和钾长花岗岩侵入。上二叠统下部的上芨芨槽子群至三塘湖盆地的南缘下部，为凝灰岩夹火山角砾岩-凝灰质砂岩夹灰岩-粉砂岩、泥岩夹灰岩（井井子沟组、乌拉泊组）；中部以泥岩为主，夹碳质泥岩、砂岩、灰岩等（芦草沟组）；上部从粉砂岩-砂砾岩到粗面岩（红雁池组），也是一套稳定沉降的浅湖相沉积，以淡水沉积为主；但近年来在中部芦草沟组中发现丰富的软舌螺（*Hyolithes* sp.）和多毛虫（*Acerrorupa* sp.）化石，说明这里存在海相夹层，灰岩、白云岩、砂岩的 Z 值大于 120，也说明这里晚二叠世沉积具海陆交互相特征。但多数地方的晚二叠世沉积为陆相磨拉石。

3. 哈尔里克（图 6-8，II_1^3）

哈尔里克山位于巴里坤盆地南缘（图 6-8），不少人认为属古生代岛弧带（地层时代尚有异议）。这里在前奥陶系变质岩中发现厚达万米的玄武岩与硅质岩；奥陶系基性、中基性-中酸性火

山岩多属岛弧拉斑玄武系列，部分为钙碱系列，其上不整合的是中晚志留世大陆架浅海沉积；泥盆纪进入火山活动的鼎盛时期，石炭系中下统中发育水下滑塌的深水复理石，上石炭统-二叠系则为海相-海陆交互相碎屑岩、中酸性火山岩建造（新疆地矿局，1983；张前峰等，1996）。

哈尔里克山的中泥盆统大南湖组与哈密大南湖地区的剖面类似，剖面下部为酸性、中基性火山碎屑岩、凝灰角砾岩、凝灰粉砂岩夹安山玢岩，含 *Squameo favosite* sp.，*Syringaxon* sp. 等化石；上部为火山碎屑岩，短距离内可从熔岩相变为火山碎屑岩，或相变为次火山岩，中性与酸性熔岩交替出现，具中心-裂隙式喷发特点。

下石炭统雅满苏组分布于哈尔里克南北两侧，下部为正常碎屑岩夹少量喷发岩，富含腕足类化石；中部为霏细玢岩、火山角砾岩及凝灰岩、粉砂岩和灰岩等；上部为杂色中基性火山岩，有玄武岩、安山岩，夹少量火山碎屑岩、集块岩等。中石炭统居里德能组由中酸性火山熔岩、火山角砾岩、凝灰岩、凝灰质砂岩、杂砂岩、砂砾岩等组成。

向北，巴里坤山（位于巴里坤盆地北缘）北坡的大南湖组（D_2）下部为中酸性火山碎屑岩夹少量熔岩，上部为中基性火山碎屑岩，普遍千枚岩化和片理化；南坡以中酸性火山碎屑岩为主，在砂岩夹层中产古鳞木碎片。上石炭统仅分布于巴里坤山南坡，主要岩性为正常碎屑岩、灰岩、辉绿玢岩和安山玢岩等。

该区大面积发育花岗岩、闪长岩和辉绿岩等侵入岩体，花岗岩主要分布在哈尔里克山南坡，闪长岩分布在花岗岩岩体的北侧，二者构成与山体大致平行的深成岩带。辉绿岩约成东西走向，穿插于花岗岩岩体中。孙桂华等（2005）在哈尔里克山分水岭附近的白石头乡南，于闪长岩体中获锆石 SHRINP U-Pb 的$^{206}Pb/^{238}Pb$表面年龄为 316±3Ma，结合岩体和锆石的矿物学特征，他们认为这一年龄代表哈尔里克山岩浆初始侵入活动的时间，与博格达山构造性质相同，都形成于晚古生代后碰撞阶段伸展环境下。

4. 雅满苏-康古尔塔格（合称觉洛塔格）（图 6-8，II_1^4）

这是一条石炭纪弧盆带，由雅满苏岛弧和康古尔塔格弧后盆地构成。其演化历史可简单地概括为石炭纪晚期-二叠纪初期（300～290Ma）以南北向为主的挤压变形，二叠纪早、中期（285～270Ma）幔源岩浆侵入及地壳表层的伸展变形，二叠纪晚期以右行为主的走滑变形（李锦轶，2004，2006）。

雅满苏地区的下部雅满苏组（C_1）为火山碎屑岩、安山岩、玄武玢岩与砂岩、灰岩、硅质岩韵律，平面上常见火山岩过渡为灰岩；上部沙泉子组（C_2，底坎尔组）以安山质火山碎屑岩为主，表现为一条钙碱性火山-深成岩带。康古尔塔格地区早期为河流湖泊相（C_1）；晚期为从浅海复理石到深海火山硅质岩沉积（C_2），同时发育双峰式火山岩，属流纹岩-细碧角斑岩组合。其中基性熔岩的枕状构造发育，为高铝（大于 16%）、低钛（1.5%～2.1%）、富铁（$Fe_2O_3+FeO>11\%$）的碱性（$Na_2O+K_2O\approx 3.7\%$）玄武岩。所赋存的镁铁-超镁铁质杂岩（黄山岩体）为普遍含角闪石、斜长石的橄榄岩、二辉橄榄岩、苏长岩、辉长岩和闪长岩组合，反映是在低压（$<5\times10^{-5}$ kPa）条件下分离结晶的产物，内部的弱结晶分异和不发育的挤压变质反映岩体是底辟式侵位（马瑞士等，1990）。

据李锦轶等（2006）报道，在吐哈盆地南缘吐屋铜矿以西，侵入泥盆系的海豹滩火山杂岩体由纯橄榄岩、含长橄榄岩、橄长岩、斜长岩、辉石橄榄岩、橄榄辉长岩、辉长岩和闪长岩等组成，其中蚀变辉长岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 269.2±3.2Ma，斜长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 287～282Ma；侵入康古尔塔格变形石炭系的特卡尔塔克杂岩，由蛇纹

岩、含橄斜长岩、蚀变辉长岩和闪长岩等组成，蚀变辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 277.0±1.6Ma；侵入大南湖泥盆纪活动陆缘型花岗岩中的辉绿岩岩墙的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 280～271Ma。上述杂岩体的岩石学和岩石化学特征表明，两个超镁铁质岩杂岩体具亏损地幔源特征［海豹滩杂岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ ＝＋6～＋9.2；恰特卡尔塔格杂岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$＝ ＋2.4～＋14.2］；基性岩墙则显示来自轻稀土相对富集的地幔源，前者可能与地幔底辟作用有关，后者则是大陆裂谷活动的产物，都是造山后阶段地壳垂向生长的记录。

6.5.3 中天山东段（中国境内）（图 6-8，II_2^1）

中天山东段广泛出露前寒武系基底，石炭纪-早二叠世时期裂谷活动强烈，由于其基底相对活动，裂谷火山岩以双峰式组合为主，但钙碱系列火山岩也比较发育，同时又是一个海西期钙碱性花岗岩强烈活动带，故也有人主张它是一个晚古生代岛弧活动带。

中天山西段（吉尔吉斯境内）与东段类似，亦是前寒武系基底广泛出露，并已确定有太古宙基底岩系，故不少人将中天山称为伊塞克湖-伊犁地块或微板块。但因东西两段构造特征的差异（或是两国研究程度的差异），其古生代演化历史不尽相同。总的来看，中天山岛弧是一个从新元古代（晚里菲）到奥陶纪强烈活动的火山弧，不仅发育了巨厚的拉斑玄武岩和深海放射虫硅质岩，而且有超高压变质岩（西吉尔吉斯山 Makabal 柯石英榴辉岩时代为 650±20Ma，Dobretsov，1987）。晚古生代的裂谷活动似乎自西向东发展，早期（泥盆纪）主要活动于阿拉木图一带，晚期（石炭纪）主要活动于伊犁地区，局部地区的陆相火山喷发持续到晚二叠世甚至三叠纪。同时，中天山也是一个强烈活动的中酸性岩浆岩带，早期的活动与洋壳消减的板块俯冲作用有关，晚期的板内俯冲活动可能一直持续到晚古生代，在纳伦地块南缘的阿特巴什断裂（Атбаш）附近，在下石炭统的动力变质岩（片岩）中含榴辉岩岩块（Нельдин、Макбаль、Чолотор 等），反映其板块俯冲-碰撞作用持续到石炭纪（Бакиров et al.，1988）。

1. 基底性质

中天山表现为奠基在一个向东呈楔形尖灭的刚性地块之上。这在重磁异常图上尤为明显，在 ΔT 航磁异常图上（图 6-17），伊宁至巴音布鲁克一段为一清楚的向西开口的正背景磁场，平均强度大于 200nT；巴音布鲁克-巴仑台-马鞍桥一段为 NWW 走向的正负相间的杂乱磁场，由八个正和负异常组成。因伊犁地区石炭系火山岩发育，厚达万米，故很自然地认为正背景场与此有关，但上延 40km（图 6-17）以后，仍表现为升高背景场，显然正磁异常是叠加在一个更高的背景磁场之上。伊犁地区的中新元古界都是一些无磁性的正常沉积，平静的高背景磁场必然由前中元古界强磁性基底所引起。在西延的伊塞克湖南已发现大于 3Ga 的岩石，进一步证明这里确实存在古老的稳定地块，由巴音布鲁克向东的杂乱磁场反映破碎基底的特征。在布格重力异常图上，南、北天山均为负重力场梯度变化带，而伊犁地区为宽缓的高正异常，也突出地表现出中天山与南、北天山的基底性质不同。

基底岩系有活动与稳定两种类型（图 6-18），稳定型基底出露于伊犁地块的边缘（南缘特克斯，北缘赛里木湖至果子沟）。以特克斯剖面为例，下部为中元古界特克斯群、科科苏群和新元古界库什台组。特克斯群由千枚岩化粉砂岩、千枚岩、板岩组成；科科苏群为白云岩、大理岩、硅质岩、灰岩；库什台组为叠层石灰岩、白云岩夹砂岩、含铁石英岩；其上被震旦系冰碛（水泉组）和下石炭统大哈拉军山组火山岩不整合覆盖。这里的中新元古界主要为浅水碳酸盐岩和碎屑岩，富含叠层石组合，变质变形轻微，说明伊犁地块自中元古代始已进入稳定地块的发育阶段。

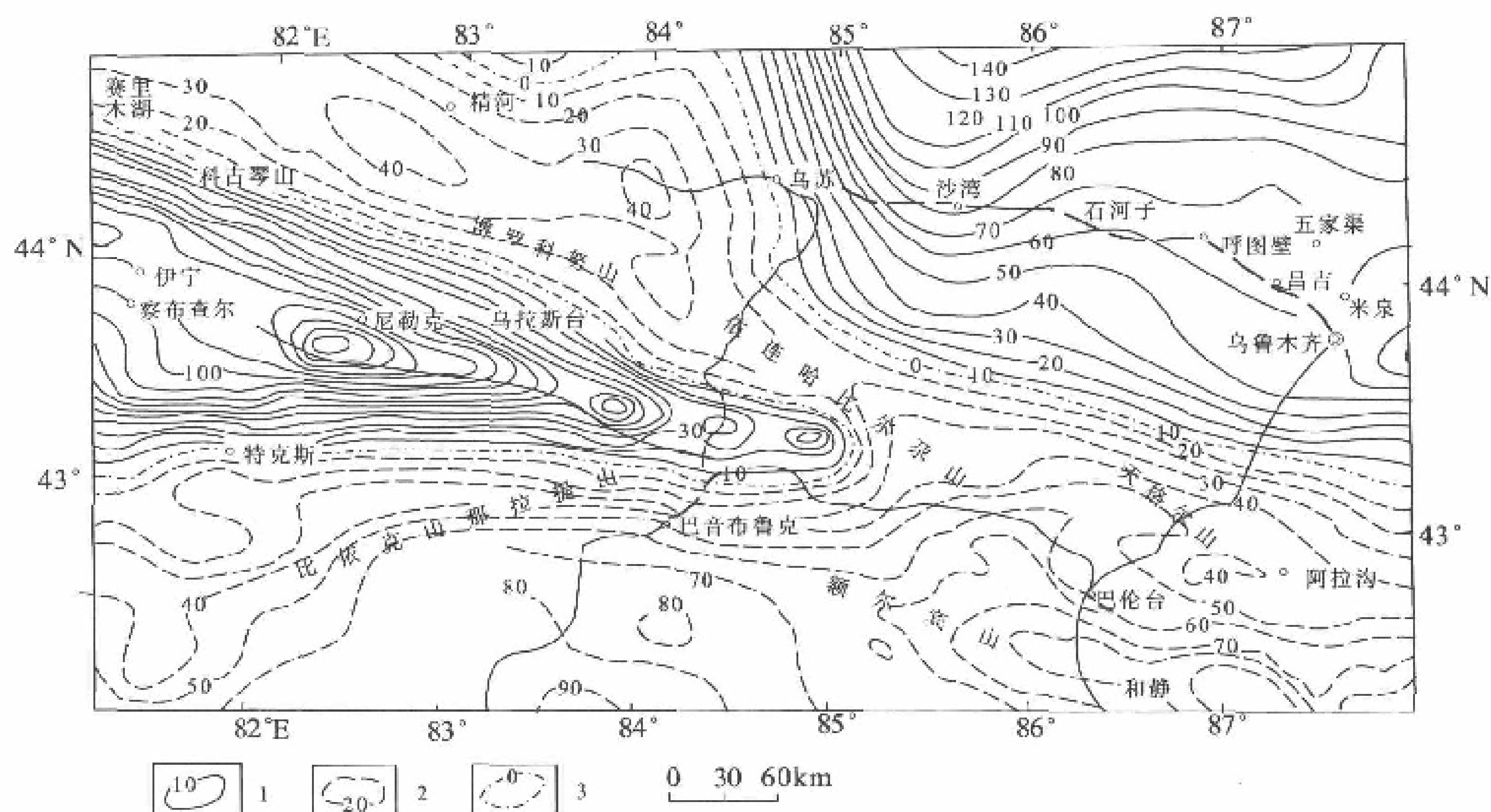


图 6-17　天山地区航空磁测 ΔT 上延 40km 平面等值线图（单位：nT）

（地矿部航空物探大队，1986）

1. 正等值线及注记；2. 负等值线及注记；3. 零等值线及注记

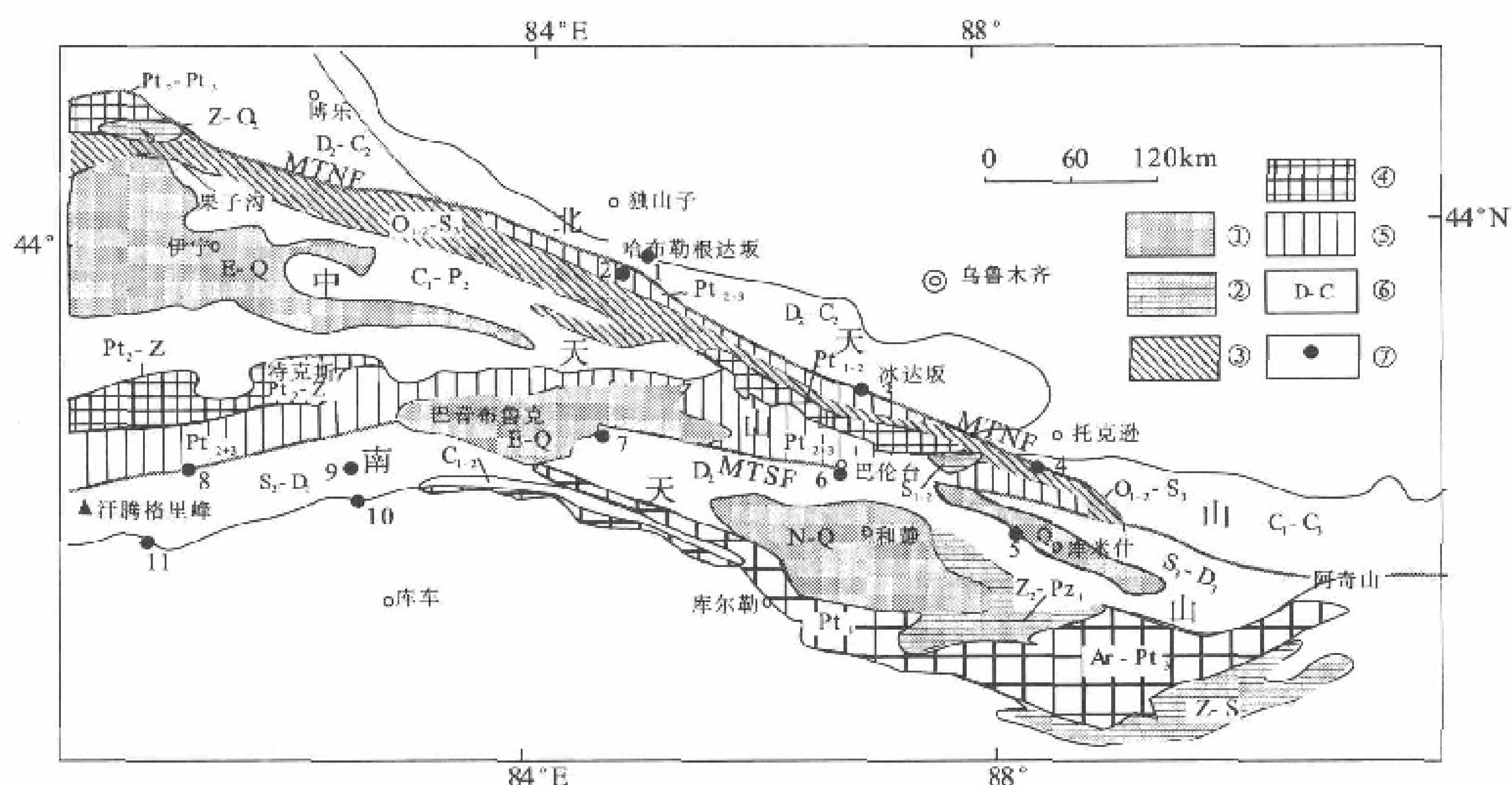


图 6-18　中天山构造建造图

①新生代盆地建造（E-Q）；②早古生代台地相建造（包括 S_{1-2}米什沟组和库鲁克塔格地区稳定下古生界盖层）；③早古生代蛇绿混杂岩及其上覆地层；④稳定型基底（中天山变质基底和库鲁克塔格基底隆起）；⑤活动型基底（中天山南北缘中-上元古系）；⑥晚古生代火山岩、火山碎屑岩和正常沉积灰岩、砂砾岩、砂泥岩；⑦主要蛇绿岩出露位置：1. 北天山巴音沟；2. 哈布勒根达坂；3. 冰达坂；4. 干沟；5. 榆树沟；6. 乌瓦门；7. 古洛沟；8. 中天山南缘长阿吾子；9.（米斯布拉克；库勒湖-独库公路 965km 处；色日克牙依拉克）；10. 黑英山；11. 巴雷公。MTNF. 中天山北缘断裂；MTSF. 中天山南缘断裂

伊犁地块周边还有一套中新元古界中深变质岩系，由各类片岩、片麻岩-混合岩组成，过去多与古元古界星星峡群对比。可分为两个亚群：上亚群主要为二云石英片岩和含石榴黑云石英片岩，Rb-Sr 年龄为 649Ma；下亚群主要为含夕线石、石榴子石、方柱石、角闪石的黑云斜长片麻岩，夹角闪片岩、斜长角闪片岩、石墨或透闪石大理岩，普遍混合岩化。目前所得出的上限年龄为 800～600Ma，下限年龄为 1000～1400Ma（朱杰辰等，1986；胡霭琴等，1990；车自成等，1995）。据报道新疆区调队（1995）曾获得长英质脉体中锆石 Pb-Pb 年龄为 2315Ma，脉体穿插于角闪斜长片麻岩中，上覆石英岩、大理岩互层，反映其中还包含有太古宙或古元古代基底岩系。同时，其中还存在 400～200Ma 的多组年龄（Sm-Nd、Ar-Ar）（车自成等，1995），证明这套基底岩石受到多次强烈改造，是中天山岛弧地块在板块活动和陆内活动期间长期处于强烈活动状态的证明。所以我们曾将这套岩系命名为巴伦台群（车自成等，1994），代表一套古老的消减杂岩系。在伊犁盆地一带这套基底变质岩系分布在南北两侧的分水岭附近（现有地质图中常作志留系处理），过艾肯达坂后两支合并向东延伸到库米什以东。以库米什北为例，其岩石化学特征类似于基性和中性火山岩，不同的投影图中都投入岛弧区域或其附近区域；轻稀土富集，其中角闪片岩为平坦型稀土配分形式；不相容元素丰度原始地幔标准化配分形式亦表现为不同程度的右倾，角闪片岩则趋向于平缓；$^{86}Sr/^{87}Sr$ 初始值为 0.704～0.708。上述特征表明其岩石组合特征类似于岛弧火山岩组合，反映中天山是一个以伊犁克拉通地块为核心，周边被岛弧型中-新元古代增生边缘环绕的岛弧型地块。

2. 古生代构造特征

1）早古生代

与基底一样，中天山的下古生界亦存在稳定、活动两类岩石组合，台地相下古生界以特克斯县南的大哈拉军山隆起及赛里木地块南缘的果子沟剖面为代表。前者是震旦系水泉组冰碛砾岩、砂岩、叠层石灰岩，不整合于青白口系库什台群叠层石灰岩、白云岩、含铁石英岩之上；后者在中元古界之上不整合的是：震旦系冰碛、粗玄岩，寒武系砂页岩、灰岩、磷块岩，奥陶系灰岩、泥质硅质、砂页岩，中-下志留统硅泥质粉砂岩、灰岩。

活动型建造以托克逊县南米什沟、伊犁地区博罗科努山南坡的剖面为代表。在米什沟剖面中，下志留统笔石砂板岩超覆不整合于中-下奥陶统细碧角斑岩（可可乃可群，$O_{1-2}kk$）之上（图 6-19），底砾岩最大厚度可达 50km。米什沟组的岩性主要为中厚层状中细粒岩屑杂砂岩、长石杂砂岩与砂质板岩互层，含丰富笔石化石，可划分为五个化石带：由下而上为三角半耙笔石带 *Demirastrites triangulatus*、盘旋半耙笔石带 *Demirastrites convolutus* 、赛氏单笔石带 *Morogtaptus sedgwiekii*、塔形螺旋笔石带 *Spriograptus rriculatus* 和格雷斯顿单笔栅笔石带 *Monoclimacis Griestoniensis*；中-下奥陶统 $O_{1-2}kk$ 地层为厚度大于 5000m 的一套火山岩＋火山碎屑岩建造，米什沟剖面（相当于中统）的主要岩石组合为玄武岩、细碧岩、角斑岩、石英角斑岩、火山碎屑岩及杂砂岩、粉砂岩、硅质岩和页岩，近顶部为一套厚层含叠石灰岩。

在新疆精河县南，见含丰富化石的下志留统尼勒克河组不整合在中奥陶统奈楞格勒达板群之上（图 6-20），与米什沟剖面及一些年龄数据一起，都说明中天山北缘地区的造山作用可能在中奥陶世末。

$O_{1-2}kk$ 火山岩平均化学成分碱不高（$K_2+Na_2O<7$），里特曼指数多小于 3.3，常量元素、微量元素投影均落入岛弧钙碱系列；稀土总量不高，REE＝102.38×10^{-6}；Eu 异常不明

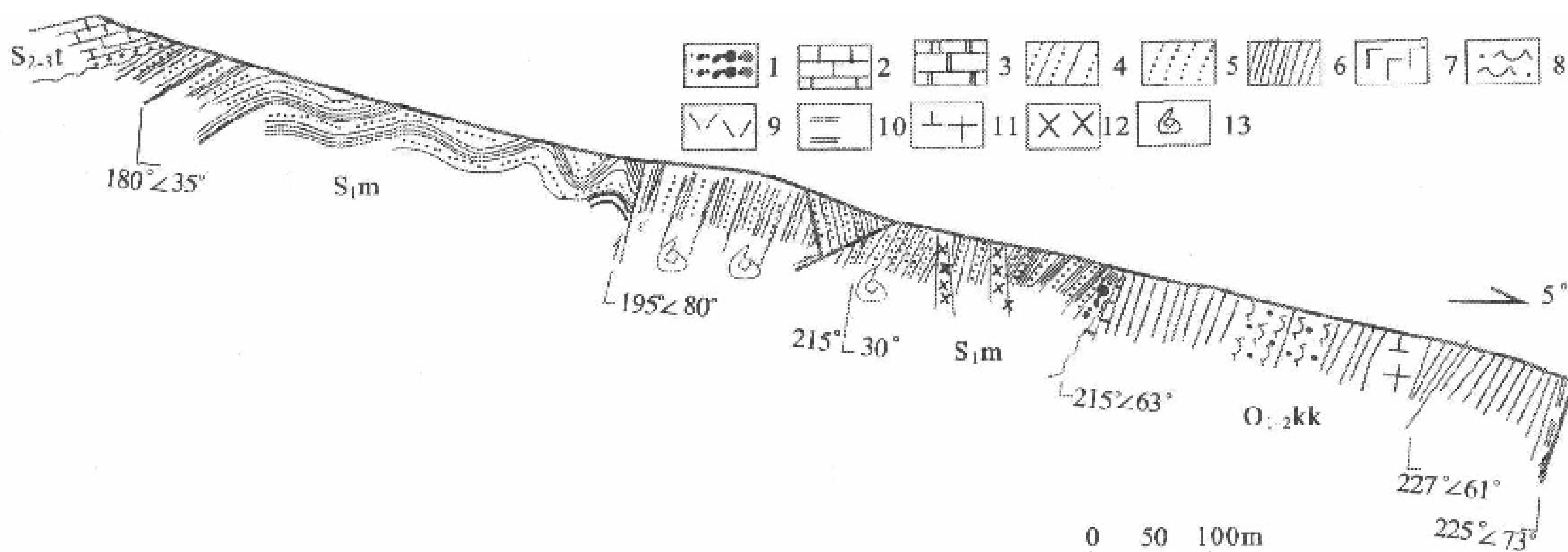


图 6-19 中天山北缘托克逊县米什沟构造地层简化剖面图

1. 砾岩、砂砾岩；2. 灰岩；3. 大理岩；4. 砂板岩；5. 杂砂岩；6. 绿泥片岩；7. 玄武岩；8. 角斑岩、石英角斑岩；9. 中酸性凝灰岩；10. 硅质岩；11. 花岗闪长岩；12. 辉绿岩；13. 橄榄岩

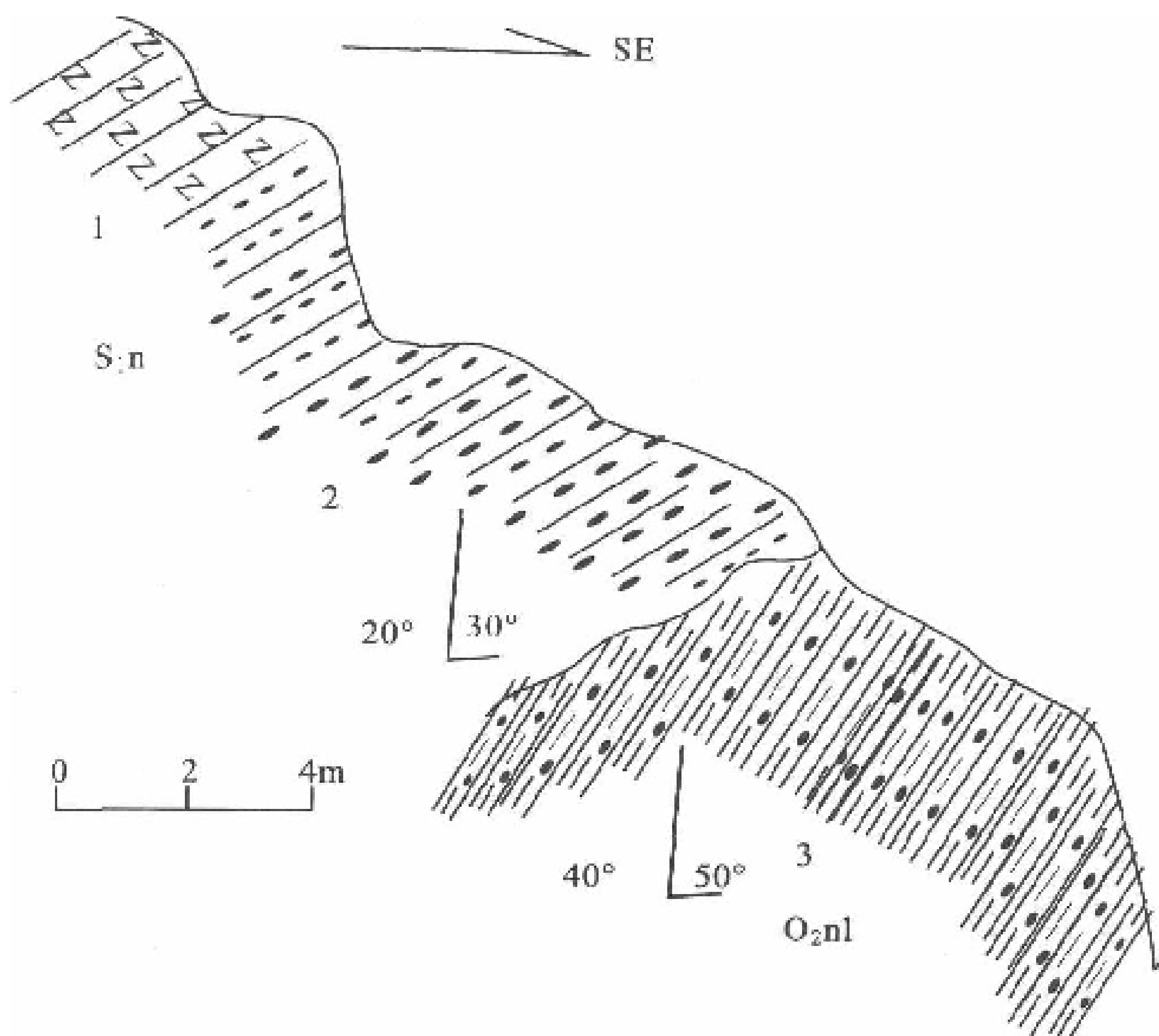


图 6-20 下志留统尼勒克河组（S_1n）不整合于中奥陶统奈楞格勒达坂群（O_2nl）之上

（据 1：20 万赛里木湖幅地质图，1987）

1. 钠长斑岩；2. 砾岩；3. 泥质粉砂岩、砂岩

显，δ_{Eu}为 0.875；Sr 初始值高，为 0.7098；轻稀土富集，LREE/HREE＝1.580。

在 $O_{1-2}kk$ 硅质岩、杂砂岩夹层中曾发现$Є_3$-O_1 放射虫和牙形刺（刘洪福等，1988）；测得侵入其中的眼球状黑云母花岗岩（库米什北小桥岩体）Rb-Sr 等时线年龄为 402±3Ma（车自成等，1994）。该岩体 Rb/Sr＝2.02，δ_{Eu}＝0.7，La/Yb＞5，应属同熔型（S 型）花岗岩，其年龄应代表造山年龄，加之这套岩石明显不整合于含化石的下志留统之下，本身又有化石信息，时代应为中-下奥陶世。

向西在伊犁地区的博罗科努山一带，中奥陶统奈楞格勒达坂群（含 *Rhycho-trema*）与上覆的上奥陶统呼独克达坂群或下志留统尼勒克河组下亚组呈角度不整合接触。奈楞格勒达坂群为浅海砂岩和生物灰岩，下部夹凝灰岩或英安斑岩、安山玢岩；呼独克达坂群主要为生物灰岩，中上部夹碎屑岩；尼勒克河组下部主要为火山碎屑岩和中酸性熔岩，上部为含化石的细碎屑岩。

2）晚古生代

晚古生代时期中天山大部处于隆起状态，在吉尔吉斯境内和我国境内托克逊县以南的中天上之上，石炭系均为厚度不大的上叠盆地沉积，前者主要是砂砾岩沉积［图 6-21（f）］；后者底部为 100 余米厚的底砾岩，向上马鞍桥组（C_1m）主要为灰岩、泥灰岩，中统桑树园组（C_2s）以膏泥岩沉积发育为特点。火山活动主要位于伊犁地块东西一线；主要活动期为早石炭世早期，在东经 86°以西，火山岩层的厚度可达 1000～4500m；活动持续到中上石炭世，西伊犁地区上二叠统中仍有强烈的陆相酸性-基性的火山岩喷发。

火山岩主要都是玄武岩-玄武安山岩-粗安岩和粗面岩-流纹岩组合，以碱性系列的岩石为主，多为高钾系列，次为钠质；主要为低 A1 型，也有高 A1 型；轻稀土和不相容元素从低度富集到中等富集（La/Yb＝1.8～6.7 或 5.3～14.9）：Nb-Ta 从微亏损到强亏损（Th/Ta 为 1.3～15）；ε_{Nd}（t）值低（＋2.3～＋4.6）而 I_{sr}（约 0.7058）和$^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 高（前者约为 38.452，后者约为 18.378）。反映岩浆来源于弱富集或异常地幔源区（车自成等，1996），显然这与中天山相对活动的基底有关。

伊犁火山盆地的性质仍有争议。但从形成的地质背景分析：它是稳定大陆块的裂开，C_1 大哈拉军山组火山岩不整合于震旦系冰碛层之上，底砾岩层在有些地方（如可可乃可盆地）可厚达 200～300m，岩石以来源于弱富集地幔的碱性系列为主，无疑应属于大陆裂谷盆地。

6.5.4 中天山西段（中亚境内，图 6-8，II_2^2）

中天山西段的古构造特征主要表现为含基性熔岩的深海复理石主要存在于晚里菲至寒武纪［图 6-21(b)、(c)］，仅吉尔吉斯山一带延续到中奥陶世［图 6-21(d)］，可与我国境内伊犁地块周缘的情况对比，代表中天山岛弧活动的主要时期。晚古生代的裂谷活动主要在南天山南缘，时代也主要为泥盆纪，这与中国南天山相似［图 6-21(e)］。与我国境内中天山东段不同的是：石炭纪已进入比较稳定的发展阶段，这时主要发育上叠盆地砂砾岩沉积［图 6-21(f)］，仅纳伦、卡桑等地赋存安山质、粗安质、英安质玢岩和凝灰岩。这一情况可能反映石炭纪的裂谷活动中心主要在伊犁地区，向东、西两端都逐渐尖灭。南天山的情况与中国南天山大致相仿。中生代以来，中天山西段因受其西南侧科佩特扩张洋盆的影响，晚三叠世的火山活动和三叠纪的海侵仍较普遍。

1. 早前寒武系

早前寒武系下部为片状榴辉岩组合，上部为变沉积岩组合，时代主要为古元古代，包括部分太古宙地层，可从中吉边境断续延伸到哈萨克斯坦境内的卡腊山隆起上。此外，在楚河以北的隆起上，以变基性岩组合为特征的早前寒武纪地层出露范围亦大。这里的早前寒武系分四种岩石组合，大致以伊塞克湖为中心（图 6-21），外圈主要分布的是太古宙或太古宙-古元古代角

闪片麻岩系，局部含榴辉岩包体。有两带，北带沿阿拉木图南的吉尔吉斯山脉北缘出露，由西而东为古流群（куйлю）、阿克丘兹群（актюз）、吉明群（кемин）；南带沿纳伦盆地南缘出露阿特巴什群（атбаш）；过塔拉斯-费尔干纳断裂后，出露于费尔干纳盆地北缘的卡桑地块上，称杰列克萨依岩系（терексей）。内圈主要分布的是上、下吉尔吉斯群（киргиз），下部为片状榴辉岩组合，上部为变沉积岩组合。时代主要为古元古代，包括部分太古宙。

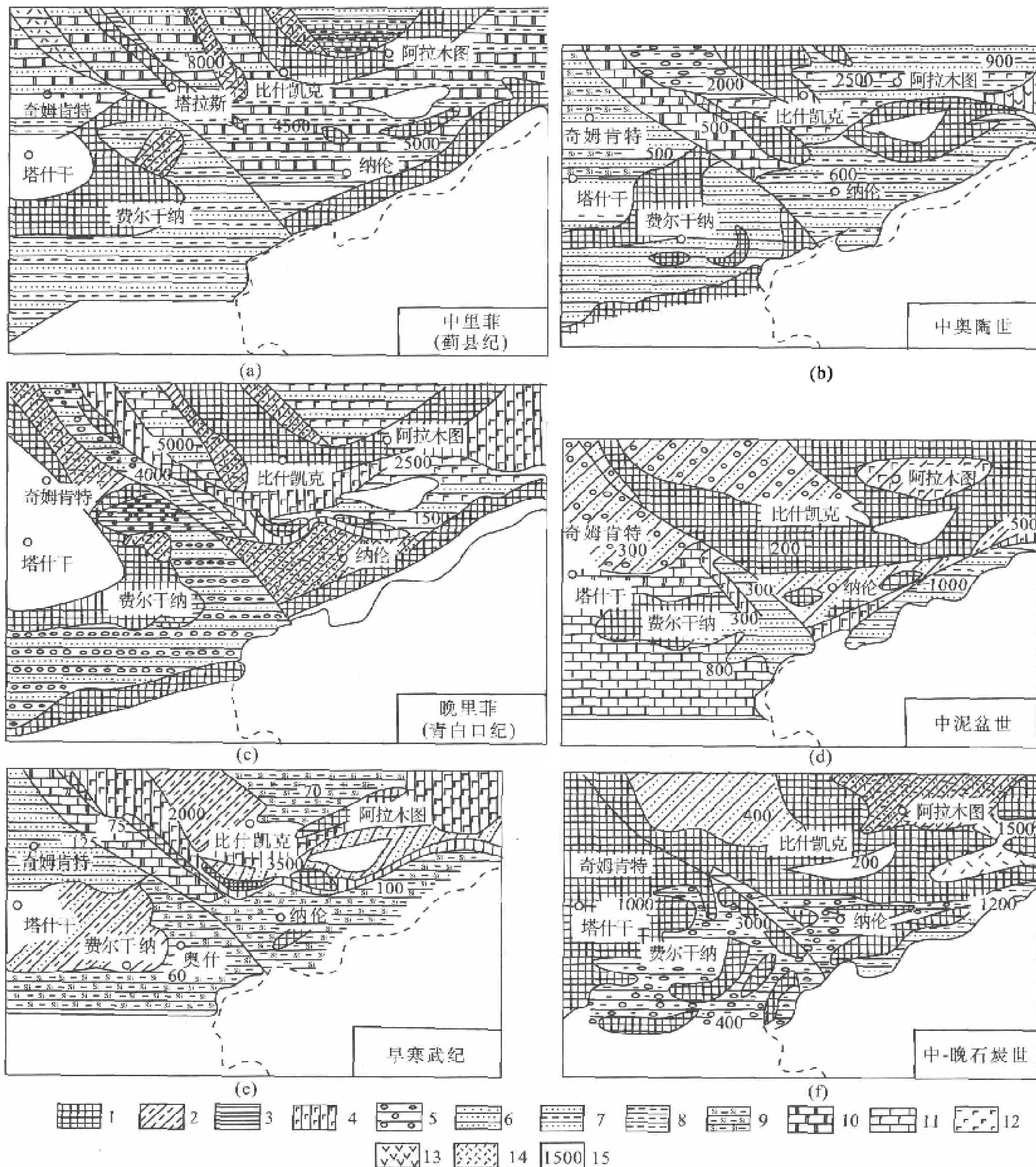


图 6-21　天山西段古生代古地理图

1. 古陆；2. 海陆交互相--陆相层序；3. 浅海相层序；4. 深海相层序；5. 砾岩；6. 砂岩；7. 砂页岩互层；8. 页岩；9. 硅质岩；10. 白云岩；11. 灰岩；12. 基性熔岩；13. 中性熔岩；14. 酸性熔岩及火山碎屑岩；15. 厚度点

2. 寒武系

寒武系在我国出露零星，在天山西段分布比较广，其下部主要是深海基性火山岩，上部是滨-浅海相碎屑岩。下寒武统为卡拉卡金组（каракаттин）和阿伊高尔组（айколь），岩性为辉绿岩、玢岩、凝灰岩，含少量砂岩、页岩和灰岩，局部地带有礁灰岩。时代目前还有疑问，最大厚度为3000m。在纳伦和恰特卡尔地区，从下寒武统直到下奥陶统下部的地层未分，称绍尔托尔组（шортор），下部是灰岩夹燧石层，上部为页岩，厚100～700m。

3. 奥陶系

奥陶系分布范围与寒武系相当（图6-22），一般与下伏寒武系整合过渡。内部有两个明显的角度不整合，主要由滨-浅海相碎屑岩-碳酸盐岩组成，中奥陶统局部夹火山岩。下奥陶统上部仅在扎伊犁山脉（Заили）、纳伦等地局部出露，岩性为砂岩、粉砂岩、页岩，最大厚度为2000m（Караджорг山脉）；中奥陶统与下伏地层之间普遍存在明显角度不整合，主要是由砂岩和页岩组成，夹砾岩、白云岩。在吉尔吉斯山脉和扎伊犁山脉等地有基性、超基性火山岩及其凝灰岩，最大厚度为3000m；上奥陶统出露范围比中奥陶统要小得多，与下伏地层之间亦普遍存在角度不整合，岩性为灰绿色、褐色、红色砂岩、砾岩，厚1000m。在纳伦地区，中、上奥陶统未分，主要是砂岩、页岩，厚1500～2000m。

4. 志留系

志留系与上奥陶统一样，分布局限。下-中志留统主要是杂色页岩和砂岩，含笔石化石，厚800～1000m。上志留统下部为灰色页岩和砂岩，含笔石化石（700～1000m）；上部为砂岩、页岩、砾岩、灰岩互层，厚300～350m（最上部局部属泥盆系）。

5. 泥盆系

天山轴部泥盆系不发育，大部分处于隆起状态，其南北两侧泥盆系沉积很厚，且火山活动强烈，分别都发育有深海基性火山岩海槽。

天山西段的下泥盆统仅在恰特卡尔（Чаткал）和卡桑（Кассан）等地出露，被称为巴尔高尔组（баркол）和阿尔恰高努什组（арчаконут），主要由安山玢岩、凝灰岩夹英安岩、安山-玄武质玢岩、砂岩和砾岩组成，厚1300m。中泥盆统的分布范围与下泥盆统相当，存在一个普遍的、明显的角度不整合。

上泥盆统的分布范围比下、中泥盆统明显扩大。上泥盆统的下部往往与中泥盆统的最上部地层未分，合起来被称之为塔尔德苏伊组（талдысуй）和丘尔库巴什组（тюлькубаш），前者岩性为流纹斑岩、英安质玢岩、凝灰岩、霏细岩、石英钠长斑岩等，厚2000m；后者岩性为砂岩、细砾岩、砾岩和少量白云岩，厚2000m。纳伦地区上泥盆统上部主要由灰岩、砂岩和页岩、白云岩组成，最大厚度1300m。

6. 石炭系

石炭系的分布范围进一步扩大，在纳伦、吉尔吉斯山脉东部等地上、中、下三统俱全，地层以陆源碎屑岩和碳酸盐岩为主。下石炭统杜内阶在吉尔吉斯山脉、莎姆西（Шамсин）等地与上泥盆统最上部地层未分，岩性主要是红色、杂色砾岩、砂岩，少量页岩（3900m）。杜内

阶在纳伦、卡桑等地大部分地区为灰岩、白云岩夹燧石层，在卡桑等地还有沥青化灰岩，厚1240m。韦宪阶在纳伦、卡桑、恰特卡尔等地下部为灰岩夹燧石层，上部为灰岩、白云岩夹砂岩和页岩，局部灰岩已沥青化。韦宪阶在其他地区主要为红色砂岩和夹灰岩，最大厚度为2300m。谢尔普霍夫阶主要为灰岩、白云岩，局部夹石膏，厚400m。

中石炭统在大部分地区都是以灰岩、砂岩为主，但在纳伦、卡桑等地含安山质、粗安质(трахиандезит)、英安质玢岩、凝灰岩，以及少量的辉绿岩，最大厚度为3100m。

上石炭统的分布范围比中石炭统有所减小，在大部分情况下，它与中石炭统最上部地层未分，岩性主要是砾岩、砂岩、粉砂岩、页岩、灰岩及少量碳质页岩，厚1100m。

7. 二叠系

二叠系的分布范围进一步减小，它以显著的角度不整合覆盖在下伏地层之上。下二叠统有两种岩石组合：一种以阿尔平组（арпин）为代表，主要由砂岩、页岩组成，厚3000m.；另一种以阿舒高尔托尔组（ашукольтор）为代表，主要由玄武质玢岩、安山岩、凝灰岩夹砾岩、砂岩、灰岩组成，厚1700m。

上二叠统分布很局限，也有两种组合：一种以纳伦地区的克孜尔努尔组（кызылнур）为代表，岩性为流纹岩、英安岩，厚460m；另一种岩石组合主要是砾岩（磨拉石?），它与下伏地层之间呈明显的角度不整合接触，厚400m。

8. 三叠系

三叠系的分布范围进一步缩小，主要是滨海-海陆交互相碎屑岩沉积，局部夹少量煤层，上三叠统含特征的安山质火山岩组合。

6.5.5 中天山北缘板块缝合带

中天山北缘断裂沿线自西而东在哈布勒根达坂（独库公路上）-冰达坂（胜利达坂）-干沟和等处（图6-18，②、③、④）均保留有蛇绿岩残片，在干沟地区主要出露N-MORB蛇绿岩残块和活动大陆边缘沉积，至冰达坂一带出露代表洋盆不同演化阶段的E-MORB和N-MORB岩石，预示这是由一条大洋盆地闭合所形成的板块俯冲碰撞带。

干沟蛇绿岩位于乌库公路干沟道班北侧，主要表现为一套混杂堆积，夹在下古生界和北天山早石炭世火山-沉积之间（图6-18，④）。混杂岩由蛇绿岩块、岛弧火山岩块和基质组成，基质主要为绿片岩（变玄武岩）、绿泥石英片岩、绢云片岩、黑云石英片岩等，原岩是一套以火山岩为主夹细碎屑岩的建造，属弧前火山-沉积岩系（董云鹏，2004），曾命名为中-下奥陶统可可乃可群（车自成等，1994）；蛇绿岩块主要为变质橄榄岩（蛇纹岩）、辉长岩、辉绿岩、玄武岩等；岛弧火山岩块主要为橄榄粗安岩；北天山下石炭统雅满苏组主要由中-基性火山岩、凝灰岩、凝灰质角砾岩和少量砂岩、粉砂岩组成。

其中变质橄榄岩以相对低SiO_2、TiO_2、Al_2O_3和CaO，高MgO为特征，$\sum$REE低、LREE亏损，富集Cr、Ni，类似于大洋中脊超镁铁质岩；玄武岩以中等含量TiO_2，高MgO，不具有Nb、Ta亏损和Th富集，与MORB相比，高场强元素丰度低且平坦而不分异，具亏损地幔源特征；岛弧火山岩主元素以高MgO、Al_2O_3、K_2O、Na_2O、$K_2O/Na_2O=1$，低TiO_2、CaO，富含挥发分为特征，富大离子亲石元素和轻稀土，Nb、Ta亏损和Th富集，显示其与消减作用有关（董云鹏等，2006）。

冰达坂蛇绿岩出露于冰达坂（胜利达坂）北红五月桥与一号冰川之间（图 6-18，③），产出环境、岩石组合及地球化学特征都与干沟蛇绿混杂岩类似。仅其中辉绿岩除个别大离子亲石元素富集外，其余不相容元素均不分异，且约为原始地幔标准值的 10 倍，显示 E-MORB 特征；与 MORB 相比，具轻微的 Nb 亏损，但 Th 富集并不明显，故推测其形成于成熟洋盆的初始扩张阶段（董云鹏等，2005）。

在干沟西延的米什沟地区蛇绿岩不整合伏于含丰富化石的下志留统米什沟组之下（图 6-19）；在下伏岩层的硅质岩夹层和杂砂岩中发现ϵ-O_1放射虫和牙形刺（刘洪福，1988）。这一接触关系无可争议地表明，中天山北缘板块俯冲碰撞的时代为早-中奥陶世。其时代与西延的西准噶尔南部唐巴勒蛇绿岩带相同，后者混杂岩中含早中奥陶世生物化石，锆石 U-Pb 年龄为 480～520Ma。中天山北缘结合带东延尚有争议，大致应沿前寒武纪隆起带的北缘延伸（康古尔塔克断裂）。

6.5.6 中天山南缘板块缝合带

中天山南缘断裂是一条含蛇绿岩、高压变质岩的韧性剪切带，沿中天山南缘，西经科克苏河上游、长阿吾子，过汗腾格里之后，可能与吉尔吉斯境内的阿特巴什带（Atabashi）和万利苏带（Maylisu）相连；向东过拉尔墩达坂、古洛沟，过库米什地块南缘，向东与吐哈盆地南缘的康古尔塔克断裂相连。这是一条明显的岩相古地理界线，也是变质和岩浆作用的分界线。断裂以北出露中天山基底岩系与早古生代盖层，以南主要发育晚古生代被动陆缘型沉积；以北是区域热变质，而以南主要为热动力变质，并发育高压变质；北侧加里东、海西期岩浆活动都极为发育，南侧主要是极微弱的海西期岩浆活动。这是一条长达 3000km 蛇绿岩带，是志留-泥盆纪期间塔里木板块与哈萨克斯坦板块间大洋闭合的遗迹。

肖序常等（1994）曾根据中天山南缘西段长阿吾子一带高压变质岩 *PTtD* 轨迹判断，俯冲初始变质年龄为 439Ma，峰期变质年龄为 420～415Ma，350～345Ma 为退变质绿片岩相变质年龄，从而认为这是一条晚志留世俯冲-碰撞带。后来的研究表明，中天山南缘蛇绿岩的形成时代可能在早志留世，主要依据是：①榆树沟蛇绿岩锆石 U-Pb 上交点年龄为 440±18Ma（王润三等，1998）；②长阿吾子蛇绿岩的辉石$^{39}Ar/^{40}Ar$坪年龄为 439Ma（郝杰等，1993），二者近似代表其形成年龄。

其俯冲-碰撞时代约在中志留世-泥盆纪（420～350Ma），主要研究成果有：①长阿吾子兰闪石英片岩中兰闪石$^{39}Ar/^{40}Ar$坪年龄为 350.89±1.96Ma（肖序常等，1990）；②特克斯县兰片岩中多硅白云母$^{39}Ar/^{40}Ar$坪年龄为 415.37±2.17Ma，等时线年龄为 419.02±3.92Ma，应代表峰期变质年龄（高俊，1994）；③榆树沟蛇绿岩锆石 U-Pb 下交点年龄为 365±5Ma 和变质角闪石$^{39}Ar/^{40}Ar$坪年龄为 360±10Ma（王润三等，1998）；④中天山南缘那拉提-额尔宾山长达 600 余千米的碰撞型花岗岩的时代为 378～327Ma；⑤蛇绿岩逆冲侵位于 D_{2-3} 地层中（图 6-22）；⑥利用 SHRIMP 定年技术求得麻粒岩相基性火山岩中锆石 U-PB 年龄为 392±7Ma 和 390±11Ma（周鼎武等，2004），相当于麻粒岩相变质年龄；⑦榆树沟东侧铜花山兰闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄为 360±2Ma（刘斌等，2003）。

南天山榆树沟蛇绿岩（图 6-22）主要由变质橄榄岩和变质基性岩组成，其中混杂有少量变质沉积岩系，共同构成长约 10km 的麻粒岩相变质地体。总体上是一个 NW-SE 向构造岩片，以韧性剪切带逆冲侵位于中天山南缘中、上泥盆统变质火山-沉积地层中，东南端被海西期钾长花岗岩侵入，变质变形强烈，发育透入性面理（产状多为 50°～70°∠30°～80°）。野外

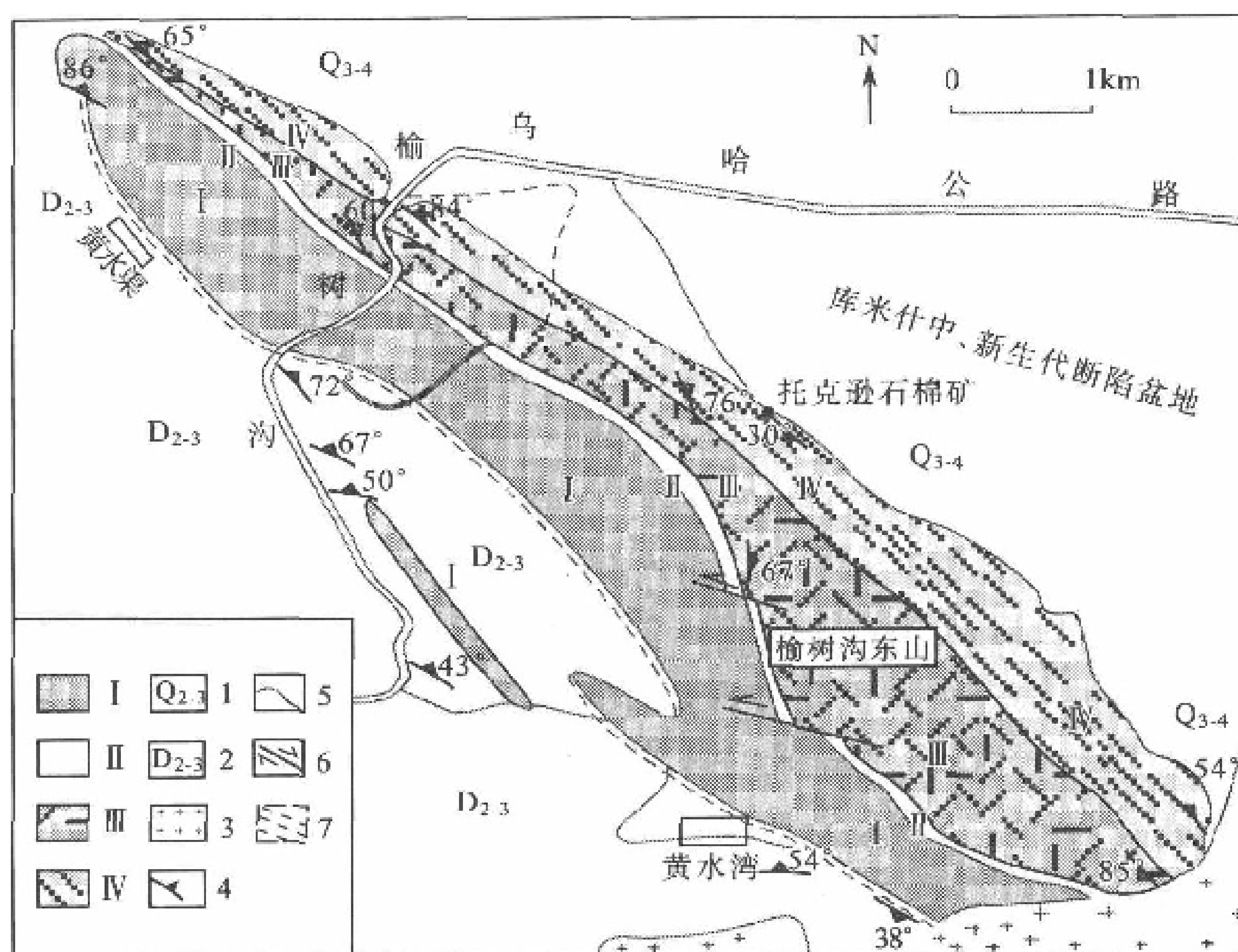


图 6-22 南天山库米什地区榆树沟地质图

（董云鹏等，2001）

Ⅰ. 变质橄榄岩；Ⅱ. 二辉麻粒岩；Ⅲ. 石榴斜辉麻粒岩；Ⅳ. 中基性麻粒岩；1. 第四系；2. 中-上泥盆统；3. 钾长花岗岩；4. 面理产状；5. 地质界线；6. 平移断层；7. 韧性剪切带

可划分为四个变质岩片：Ⅰ，变质橄榄岩；Ⅱ，二辉麻粒岩，原岩为超镁铁-镁铁质堆晶岩；Ⅲ，斜长榴斜辉岩和斜长角闪岩，原岩为拉班玄武岩；Ⅳ，斜长榴辉岩和斜长石榴二辉岩（原岩为玄武岩）及副麻粒岩（图 6-22），各岩片间均以断层接触。

变质橄榄岩富相容元素 Cr、Co 和 Ni，贫不相容元素，大离子亲石元素 Ba、Rb 和 Sr 含量低，与世界典型蛇绿岩相似，代表了地幔残留物特征；REE 分配模式为 LREE 亏损型，REE 含量小于或等于 2.5 倍球粒陨石，类似于阿尔卑斯型变质橄榄岩，显示其来源于原始地幔经部分熔融萃取玄武岩后的残留物。变基性岩绝大部分为 LREE 亏损型，类似于 N-MORB；所有样品均以富集 Nb 和 Ta、高场强元素不分异，以及微量元素含量低为特征，总体上类似于 MORB，Nb、Ta 富集可能与 OIB 型源区有关，Nd、Sr 同位素特征也显示其具有 OIB 型源区特征，综合分析认为（董云鹏等，2001）其形成过程经历了 OIB 型岩浆形成和软流圈地幔亏损两个阶段。

乌瓦门蛇绿岩（图 6-18，⑥）出露在巴仑台镇南乌瓦门，围岩为元古界角闪片麻岩和泥盆系，其玄武岩单元多以 LREE 亏损，HREE 不分异为主要特征，类似于 N-MORB，但具有不同程度的 Nb、Ta 亏损和 LREE 富集，显示受到消减带流体交代作用的影响，指示其形成于弧后盆地构造环境（董云鹏等，2005）。古洛沟蛇绿岩（图 6-18，⑦）分布于额尔宾山北坡，主要由变质橄榄岩、堆晶辉长岩、辉绿岩墙、基性火山岩和放射虫硅质岩组成（汤耀庆等，1995）。长阿吾子蛇绿岩出露于木扎尔特河上游长阿吾子沟（图 6-18，⑧），肢解严重，其斜辉橄榄岩、蛇纹石化纯橄岩呈透镜状侵位于兰片岩和绿片岩中，辉长岩已变质为阳起钠长片岩和兰闪钠长片岩，基性熔岩变为绿片岩（汤耀庆，1995），基性火山岩主

要源自 E-MORB，少数源自 N-MORB（高俊等，1994），从而认为其形成于小洋盆或弧后盆地环境。

6.5.7 南天山（图 6-8，Ⅱ$_3$）

南天山的基底岩系出露较少，西部出露于哈尔克山南坡的木扎尔特河-库车以北的黑英山一带。在库车以北的库尔干，主要是堇青石、夕线石、黑云母石英片岩和变砂岩，因只发现少量微古植物化石，故有人主张为前寒武系（木扎尔特群，王作勋，1990），有人主张为志留系或震旦系-奥陶系（王宝瑜，1994；刘本培等，1996）；东段出露于库米什地块（1∶20万区测划归为志留系），主要是一套角闪岩相的片麻岩、片岩、混合岩及混合花岗岩，混合花岗岩的模式年龄为 1～2Ga（沈渭洲，1990）。至于分布于中天山南缘断裂以南的一些小地块，如长阿吾子、艾尔宾山、乌瓦门等，可能都是来自中天山的逆冲断块或推覆体。

（1）奥陶系分布很局限，大面积分布的上部沉积层主要是志留、泥盆与石炭系。有确切化石依据的奥陶系仅有库米什西南一处，称中上奥陶统硫磺山群，为千枚岩夹砂岩、砾岩、生物灰岩透镜体，厚 450～890m。

（2）志留系。哈尔克山北坡的上志留统（科克铁克达坂组），主要是台地碳酸盐岩与礁灰岩，局部发育含笔石与遗迹化石的黑色板岩及砂岩，为缺氧局限盆地与浊流沉积（查汗沙拉桥北）。哈尔克山及其南坡的志留系为块状、角砾状大理岩，角砾多为生物碎屑大理岩，滑塌构造发育，应为礁前斜坡沉积。

发育在库米什盆地周边的东段志留系，吴文奎等（1992）将其分为上下两统，下统中部为大理岩夹绿泥石英片岩，属大陆架浅海沉积；上部为绿泥石英片岩与杂砂岩韵律，为浊流沉积。上统下部为陆源细碎屑与碳酸盐岩沉积，富含腹足、腕足等生物化石，为大陆架浅水沉积，中部为台地相礁灰岩，上部以绢云绿泥石英片岩为主，为大陆架相砂泥质沉积。

（3）泥盆-石炭系。西段：哈尔克山北坡的下泥盆统分布局限，下部为块状复成分砾岩，上部为生物碎屑灰岩，中上泥盆统为滨浅海相砂泥质沉积及中-厚层灰岩。哈尔克山南坡，下泥盆统为杂砂岩、细砂岩、板岩夹薄-中层灰岩，硅质灰岩等，为临滨海沉积；中泥盆统为典型的碳酸盐岩浊积岩，下部为角砾状灰岩，中上部为薄层灰岩与砂泥岩韵律沉积，向南至库尔干道班以南出现火山碎屑浊积岩；中上泥盆-下石炭统出露于库勒湖西北，下部为凝灰岩、枕状玄武岩、火山角砾岩，上部为硅质板岩、薄层细晶-泥晶灰岩，其中含放射虫及牙形刺，玄武岩具岛弧火山岩特征。向南向东出现台地相石炭系碳酸盐岩沉积，艾尔宾山一带上石炭统下部夹有多层中酸性火山岩。

（4）东段：和静县北主要为中泥盆统萨尔阿明组厚层白云质灰岩夹绿色片理化泥岩、砂岩。在库米什盆地东缘及南缘，泥盆系下统为 2000 余米厚的变质流纹岩、英安岩、酸-中酸性火山碎屑岩和陆源碎屑、碳酸岩夹硅质岩；中统为 1500 余米厚的大理岩、白云质硅质大理岩、生物碎屑大理岩互层；上统为一套 2000 余米的细碧岩、角斑岩、安山岩及火山碎屑岩。中上统有一定化石依据（中统塔尔雷克布克组，上统铜花山组或破城子组），都是一些大陆架浅海相沉积，火山岩具岛弧环境岩石组合特点，其上被下石炭统中厚层粉砂岩、砂质页岩和灰岩（干草湖组）、中厚层灰岩与复矿砂岩（野云沟组）不整合覆盖。

南天山蛇绿岩带沿南天山中央微板块南、北缘分布，北缘从库勒-铁力买提达坂至科克铁克达坂；南缘从米斯布拉克-阿尔腾柯斯河-满达勒克，经独库公路 965km，至色日克牙依拉克（图 6-18，⑨）。高俊等（1995）认为北缘的独库公路 965km 和库勒为肢解的蛇绿岩残片，是

外来推覆体；南缘的色日克牙依剖面是南天山出露最全的蛇绿岩剖面，从下而上（自南而北）由地幔橄榄岩、斜长角闪质糜棱岩、片理化粒玄岩、硅质岩和枕状熔岩构成，各层、段间均为断层接触（图 6-23）。地幔橄榄岩主要为方辉橄榄岩，其次为含单斜辉石的方辉橄榄岩和纯橄岩，堆晶辉长岩可能已变质为斜长角闪质糜棱岩，枕状熔岩主要为 N-MORB。枕状熔岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值较高（0.764～0.7099），$\Delta^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 8.71～23.54，$\Delta^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 41.23～78.75，ΔNd 为 6.75～15.09，表明南天山蛇绿岩的源区为亏损软流圈地幔（DMM）与第二类富集地幔（EM_{II}）相混合的异常地幔，形成于晚古生代南天山有限洋盆环境。据库勒湖蛇绿岩中放射虫化石（D_1-C_1；汤耀庆，1995）和角闪辉长岩斜长石 Ar-Ar 年龄（333.15Ma，独库公路 965km；何国琦，1990），将其时代置于中泥盆-早石炭世（D_2-C_1）。

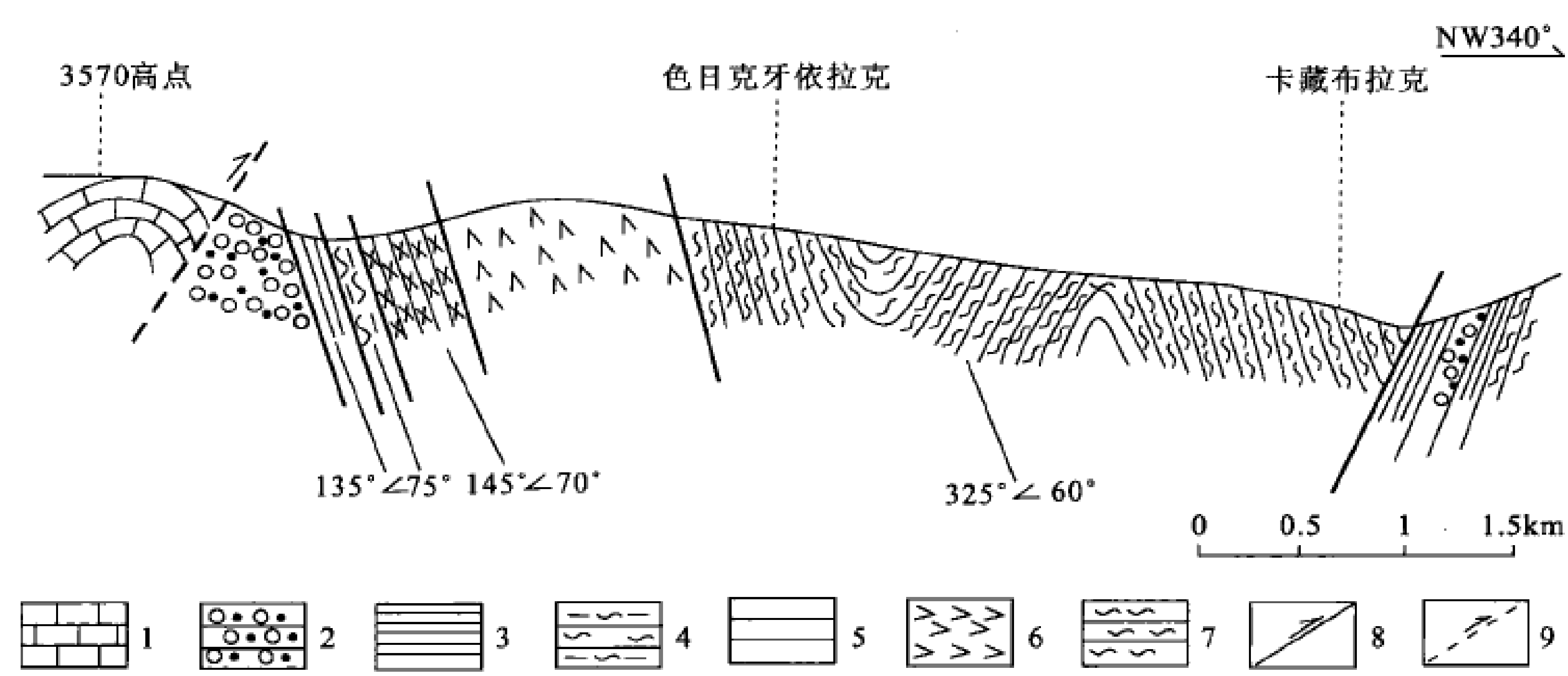


图 6-23　南天山色日克牙依拉克蛇绿岩剖面

（高俊等，1995）

1. 灰岩；2. 枕状熔岩；3. 硅质岩；4. 片理化粒玄岩；5. 斜长角闪质糜棱片岩；6. 地幔橄榄岩；7. 绿片岩；8. 断层；9. 推测断层

在独库公路库尔干道班一带，出露一套晚前寒武纪黑云母透闪石石英片岩，任纪舜等（1980）认为这里是南天山中央的一个小地块。高俊等（1997）以该地块为界，将其北缘由北而南划分为南天山北坡增生楔、早古生代被动陆缘；该地块南缘为晚古生代洋壳-火山弧-复理石带。他认为南天山洋出现于志留纪，早古生代末向北俯冲形成南天山北坡增生楔和浅层次的由北向南的韧性剪切带，并生成南天山洋内小洋盆，后者于早石炭世末闭合，中-晚石炭世属残留陆表海。

6.5.8　西南天山南缘早-中二叠世板内俯冲带

西南天山南缘指沿托什罕河北坡隆起（阔克沙萨岭），向东经黑英山、库车北，延至焉耆盆地西缘的霍拉山。这是一条包含有蛇绿混杂岩、大量后造山花岗岩体的碰撞造山带。虽然其中产出的黑英山蛇绿岩据舒良树等（2007）研究，混杂沉积中含 D_3-C_1 放射虫，但对大量后造山花岗岩（王超，2007；罗金海等，2008；Solomovich，2007）和同造山期沉积（罗金海等，2007；图 4-23、图 4-24）的研究表明，其主造山期应该在早-中二叠世，是后造山时代西南天山前缘局限洋盆的闭合。

1. 西南天山前缘蛇绿岩

这里的蛇绿岩有两处，西段以巴雷公蛇绿岩为代表，向东以黑英山蛇绿混杂岩（图 6-24）为代表。

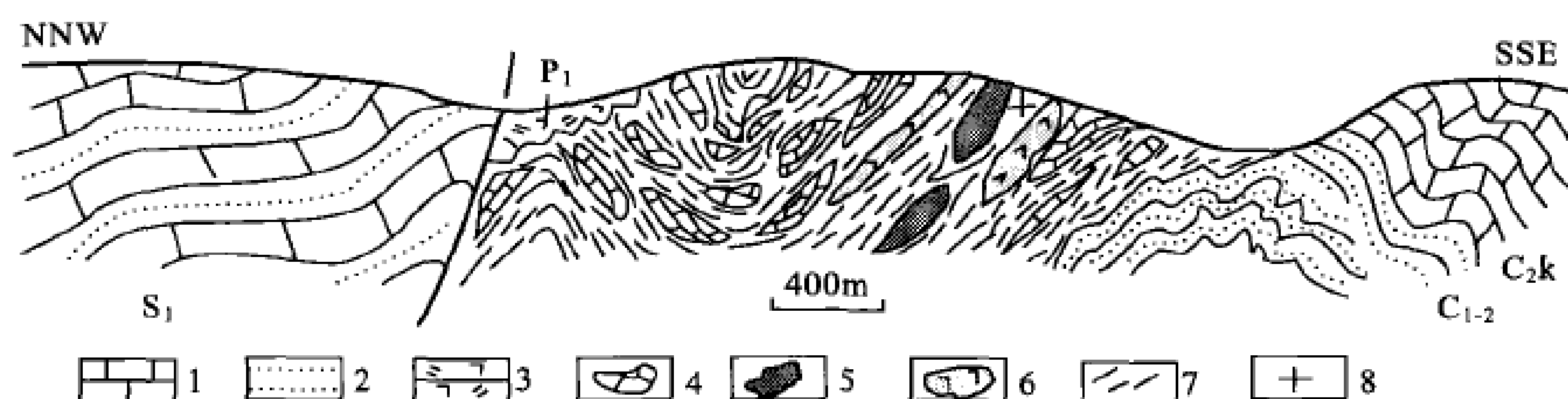


图 6-24　黑英山蛇绿混杂岩剖面图
（舒良树等，2007）
1. 灰岩、大理岩；2. 砾岩、砂岩；3. 双峰式火山岩；4. 混杂岩中灰岩团块；5. 混杂岩中超镁铁质岩团块；6. 混杂岩中玄武岩团块；7. 混杂岩基质；8. 放射虫硅质岩

黑英山蛇绿岩剖面位于拜城县东北黑英山乡政府西侧约 35km 的梅斯布拉克牧场邻近，剖面的北带为 S_{1-2} 大理岩、变粒岩和片岩、S_3 片理化碎屑岩、大理岩、火山碎屑岩、砂岩和灰岩，灰岩中产丰富的珊瑚、腕足、腹足、层孔虫和三叶虫化石。剖面中带由时代不明的异地岩块和复理石基质组成，异地岩块成分复杂、形态各异、大小不均，小者几十厘米，大到几百米；岩块成分有变质橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、枕状玄武岩、硅质岩、灰岩和砂岩等；基质为泥砂质复理石和硅质岩。剖面南带由一系列石炭系-二叠系岩石地层组成，下石炭统包括下石炭统干草湖组（C_1g）和野云沟组（C_1y），以碎屑岩为主，富产微古植物化石；中、上石炭统包括卡拉苏组（C_2k）和康克林组（C_3k），以生物碎屑灰岩为主，产大量腕足类、珊瑚和少量腹足类化石；二叠系包括小提坎里克组（P_1x）、库尔干组（P_2k）及比尤勒包谷孜组（P_3b），其中下二叠统主要由双峰式火山岩、火山碎屑岩和陆相碎屑岩组成。舒良树等（2007）在黑英山蛇绿岩剖面中鉴定出 D_3-C_1 放射虫。

2. 西南天山南缘早中二叠世浊积盆地

浊积盆地分布于阿图什库依鲁克、乌恰喀拉提克、巴音布鲁克南、乌恰城北一线（罗金海等，2007；张敬艺等，2007）。以喀拉提克出露较好，下部深灰色砂质页岩、薄层粉砂岩、细砂岩呈韵律状互层；向上逐渐夹有较多的浅绿灰色砂屑硅质岩和两层砾屑灰岩；中部为深灰色砂质页岩与钙质砂岩互层，向上逐渐夹有较多砂屑灰岩；上部为砂屑灰岩、钙质页岩互层，顶部夹有多层钙质硅质岩，底部未出露；顶部被下白垩统不整合覆盖，出露厚度 1240m。下部砾屑灰岩中产蜓 *Pseudofusulina pusilla*，*Eoparafusulina*，*Triticites*，*Schubertella* 等；顶部产牙形类 *Neostreptognathodus pequopensis*、*Xaniognathus curvatus* 等（姚建新等，2002），其时代为早二叠世晚期-中二叠世早期。

3. 西南天山南缘碰撞后花岗岩带

上述小提坎里克组主要为酸性火山岩，属过铝质高钾钙碱性火山岩系，富碱（K_2O＋

Na_2O=6.03%～7.70%)，富钾（K_2O/Na_2O=2.35～5.03)，铝饱和指数（A/CNK=0.89～1.59）高；轻稀土强烈富集，亏损Ba、Cs、Nb、Ta、Sr等大离子亲石元素，Hf、Zr等高场强元素基本无亏损，具明显的负铕异常（δ_{Eu}=0.44～0.66)；岩石的Nd/Th（1.78～3.50)、Th/U（4.10～9.79)、La/Ta（7.26～9.17）和Nb/Ta（10.48～11.84）显示了壳源特征。其激光探针等离子体质谱（LA-ICP-MS）U-Pb年龄为289.4±5.5Ma，代表早二叠世初晚碰撞阶段岩浆活动（罗金海等，2008)。

碰撞后花岗岩带与上述蛇绿岩带在空间上叠置，其中巴雷公钾长花岗岩位于西南天山阔克萨彦岭山脊蛇绿混杂岩的南侧，地球化学特征显示，岩石富碱（K_2O+Na_2O=8.25～8.72)，富钾（K_2O/Na_2O=1.34～1.56)，准铝质（A/CNK=0.94～1.05)，为高钾钙碱性-钾玄岩系列；富集大离子亲石元素和轻稀土，亏损Sr、P等大离子亲石元素及Nb、Ti等高场强元素，具中等负铕异常（δ_{Eu}=0.49～0.59)，具向A型花岗岩过渡的碰撞后高钾花岗岩特征；岩石的Nd/Th（1.64～3.19)、Th/U（5.95～7.11)、Nb/Ta（7.26～9.17）和高K_2O/Na_2O值、低Sr/Ba值表明，其岩浆源为中下地壳物质的部分熔融，残留相为斜长角闪岩。岩石LA-ICP-MS锆石微区U-Pb年龄为273±2Ma，代表花岗岩结晶侵位年龄，结合区域已有成果，区内花岗岩的主活动期应为259～282Ma，具有从高钾钙碱系列（266～282Ma）向碱性系列（259～266Ma）演化的特征，反映造山后陆壳连续伸展减薄的过程（王超等，2007b)。

4. 西南天山南缘西段

在天山西延的吉尔吉斯境内，南天山碰撞带被达拉斯-费尔干纳断裂错断为东西两段，狭窄的东段（kazakh段）表现为由于塔里木板块俯冲于哈萨克斯坦板块之下，使其地壳加厚

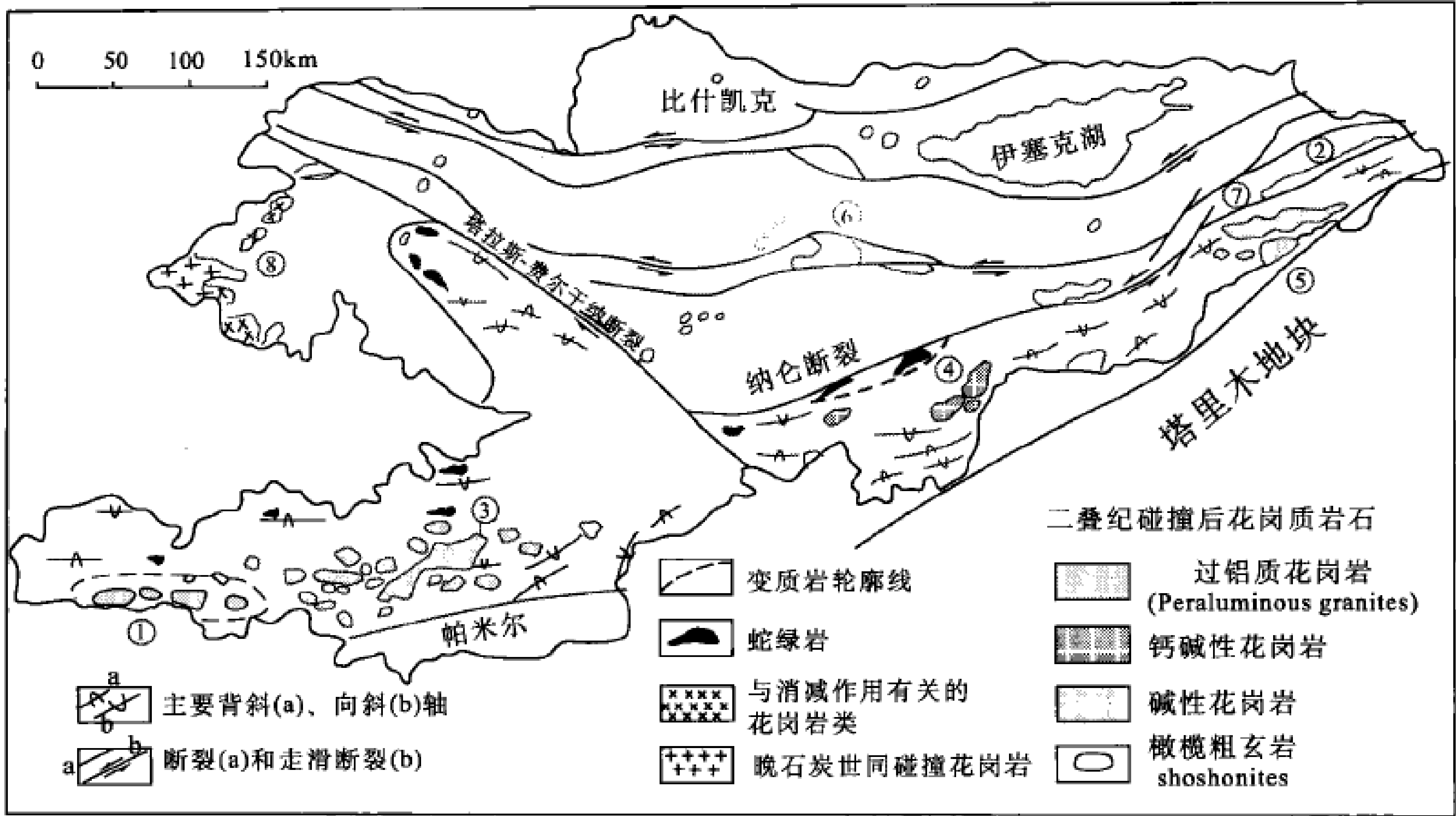


图6-25　吉尔吉斯境内南天山碰撞带的花岗岩类和橄榄粗玄岩（Shoshonite）分布位置（Solomovich，2007）

变质杂岩命名：A. Turkestan高温低压变质作用；B. Atbasby高和超高压变质作用。主要花岗岩体：①Karavshy；②Inyichek；③Karakazyk；④Mydrym；⑤Jangart；⑥Sonkul；⑦Terety；⑧Akbulak（最大的Shoshonite体已出图）

(60～65km）并出现高压区域变质（柯石英榴辉岩），在这里二叠纪碰撞后岩浆作用表现为产出小规模的较“冷”的二云母过铝质浅色花岗岩、中等规模的富钾钙碱性花岗岩（从 I-type 过渡为 S-typ）及一些大型 A 型花岗岩。这可能起因于两种作用：一是塔里木板块麻粒岩基底在同碰撞中下沉至地幔而使源区岩石加热；二是由于碰撞后快速剥露而导致的因减压、伸展引起的高度熔融。西段（Alay 段）主要特征是高温低压区域变质和大量的二叠纪含氮（橄榄玄粗岩 Shoshonitic）或超钾岩浆作用，后者与碰撞后走滑活动有关，含氮岩浆作用预示着是由于岩石圈拆沉及来自地幔熔融体侵入而导致的地壳加热。与东段相反，西段后碰撞花岗岩浆作用表现为过“热”，含堇青石、夕线石的强过铝质（S-type）花岗岩，源区为高温低压变质岩和大量壳幔混融钙碱性（I-type）花岗岩。该区大多数同碰撞花岗岩（Terekty、AkbulaK 花岗岩，图 6-25）的黑云母 K-Ar 年龄为 290～316Ma 和 259～267Ma 年龄，被认为是碰撞后花岗岩活动。

6.6 中国东北及其邻区

6.6.1 概述

这一地区位于蒙古与西太平洋沟弧盆系之间（图 6-26，见插页），目前所知表现为是由许多地体组成的联合板块。主要特点是：含有许多外来地体（古生物、古地磁资料初步证实），各个块体的构造特征都与周围环境不协调。早前寒武系基底零星地出露在额尔古纳、佳木斯、兴凯和锡林浩特等地块上；已证实的早古生代地层在上黑龙江地区见台地相下寒武统，在黑河一带见 10km 厚的奥陶系复理石层，在吉南、辽北一带见含笔石、珊瑚等化石的志留系板岩、云母片岩地层；石炭纪时期，长春—吉林一线以北为隆起和陆相盆地发育时期，以南主要为陆缘浅海盆地；早二叠世的活动陆缘位于华北板块的北部边缘一线，吉林黑龙江等北部地区已进入陆相盆地发育时期；晚二叠世至早中三叠世以隆起为主；裂谷活动主要有两个时期，晚石炭世-早二叠世、晚三叠世-晚侏罗世，前者局限，后者遍及全区，白垩纪的火山活动则推移到滨太平洋沿岸。已有的年龄信息表明，从中元古代至二叠纪均有蛇绿岩和与造山有关的花岗岩和火山岩出现。

1. 区域构造特征

总的来看，东北地区的基底具有北侧稳定早，南侧稳定晚的特点。例如，在北侧依兰-牡丹江一带黑龙江群下亚群中有中元古代蓝闪石片岩带；南侧早期的蛇绿岩和蓝片岩（温都尔庙-西拉木伦一线）均产出于下古生界（李锦轶，1987）；以长春-吉林东西一线为界，北部下古生界变质轻微，化石丰富；南部强烈变质变形，化石稀少；北部石炭纪时多为隆起区，发育陆相盆地；南部则为陆缘浅海。晚期的板块碰撞也是由北向南发展，由北向南，伊列克得-呼玛一带的蛇绿岩为晚泥盆世，贺根山一带的蛇绿岩为晚泥盆-早石炭世，索伦山一带的蛇绿岩侵位于中石炭-下二叠统中。

中-新生代时期构造活动强度明显由西向东发展，反映受太平洋板块向西俯冲的制约。侏罗纪-白垩纪的火山活动西强东弱，西老东新，表现为安第斯型大陆火山弧特征；晚期构造变动东强西弱，反映大陆的生长与俯冲带的后退。而且侏罗纪洋盆由鄂霍次克海向西伸入到上黑龙江地区。

联合板块南侧的中朝板块北缘为一长期发育的构造活动带，普遍发育下古、上古生界活动

陆缘沉积与蛇绿岩建造，主体部分稳定于早石炭世之后，但东端的延吉南部二叠纪之后才稳定下来，是板块间相互长期拼合作用的反映，故称为吉冀蒙板块缝合带（图 7-19）。联合板块北缘，沿鄂霍次克湾-外兴安岭南侧直到石勒喀河上游，是一个在海西基础之上发育的侏罗纪海槽，一般认为这是古亚洲洋最后封闭的位置。

2. 构造-沉积演化（赵春荆等，1986；王勤等，1996）

全区仅有下寒武统沉积，缺失中上寒武统，前者主要为台地相碎屑岩-碳酸盐岩组合，代表古生代初的被动陆缘环境。

奥陶系在大兴安岭地区发育齐全，可分为北带（德尔布干断裂南侧）和南带（黑河-东乌珠穆沁旗）。北带为厚达 10km 的复理石沉积，火山碎屑岩不发育；南带是安山岩-英安岩活动带，厚度大大减小（南润善和郭胜哲，1992）。在张广才岭地块北段的伊春地区仅有中奥陶世地层发育，被下泥盆统不整合覆盖，缺失上奥陶统中性凝灰岩和熔岩；在火山活动不甚强烈的地区，钙质碎屑岩、石英砂岩、石英砾岩等高能沉积发育，并发育腕足类动物群化石，变质轻微，代表一种较为稳定的被动陆缘构造环境（郭胜哲等，1992）。

长春-吉林一线以南（吉中-辽北）的奥陶系-志留系普遍遭受区域变质，化石稀少，如吉中地区的呼兰群，以云母片岩和大理岩为主，下部夹角闪片岩，上部含石英岩、大理岩，大理岩中产志留纪珊瑚化石；辽北昌图地区的下二台群也主要为云母石英片岩、变粒岩、变质中性火山岩和大理岩，其上的黑色板岩中产早志留世笔石化石；内蒙古地区的白乃庙群（四王子旗一带）砂板岩中产中-晚志留统珊瑚，两者均反映一种活动的构造环境。上述资料反映晚志留世早期，华北板块北缘有一次造山作用，其中的早古生代地层普遍遭受区域变质，并在其山间和山前盆地中出现上志留世上部的磨拉石建造（内蒙古中西部的西别河组），吉中地区见上志留统上部的张家屯组不整合在加里东花岗岩之上。

早石炭世维宪期至晚石炭世，长春-吉林一线以北的广大地区为隆起区，有中晚石炭世陆相盆地发育，如阿城-延寿地区下部为火山岩，上部为河湖相沉积；密山-宝清地区下部为中酸性火山-沉积岩，上部为沼泽-河湖相含煤沉积，含安加拉植物群化石。长春-吉林一线以南，为一东西向的狭窄海盆，早石炭世晚期海退，中石炭世海侵扩大，晚石炭世后期又发生轻微海退；海水自南而北，均为陆缘浅海，上石炭统上部出现潮坪、潟湖及火山碎屑沉积，代表地壳抬升与活动性增强。

区内晚海西裂谷活动强烈，可能从早、中石炭世已开始，晚石炭世-早二叠世最兴盛（唐克东，1989），所以普遍发育早二叠世中期的火山-沉积（南部）或陆相火山沉积（北部）；后期地壳趋于稳定，并缓慢抬升，发育海陆交互相沉积，至海水全部退出而转变为陆相沉积盆地。晚二叠世是陆相盆地沉积时期，沿佳木斯地块东西两侧形成两个南北向沉降带，南段沉降幅度较大。东侧为汪清-宝清沉降带，其南段有 2km 的砂泥质沉积，北段为 500m 左右的火山碎屑沉积；西侧为伊春-吉林带，其南段以砂泥质沉积为主，北段为河流相粗碎屑沉积。

早中三叠世处于隆起状态，晚三叠世-晚侏罗世为断陷盆地沉积时期，主要为火山沉积和非火山磨拉石沉积，常含煤系地层，沉降幅度差异大。北兴安岭、翁牛特一带厚 200m；吉中、锡林浩特一带沉积厚度 1000～3000m；延吉地区沉积厚度达 5500m。晚侏罗世至早白垩世全面沉降，大兴安岭地区厚达 5000～10 000m，南部火山沉积发育（林西地区可达 7000～8000m），上部沉积层以海拉尔地区最厚（达 5500m）；孙吴-双辽断裂以东层序完整，为火山沉积-含煤、油的泥质岩-火山沉积-类磨拉石-泥质含油沉积-绿色（火山）磨拉石沉积，厚 4000～7000m；

仅伊春-玉泉一带为小型断陷盆地火山磨拉石；佳木斯地块东侧主要特点是发育海陆交互相沉积，那丹哈达岭地区从半深海-深海相火山硅泥质沉积（D-J_3）-滨浅海碎屑岩（J_3-K_1）过渡为大陆火山沉积（K_2），其南段的延吉地区则从滨浅海（T_{1-2}）-海陆交互相（T_3-J_3）-滨浅海到陆相（K_1-K_2^1）沉积。

6.6.2 大兴安岭带与东蒙古地区

现有资料表明，大兴安岭地区大致被德尔布干断裂、贺根山断裂分割为三个北东至北北东走向的构造单元：即额尔古纳地体（包括上黑龙江）、北兴安岭地体和锡林浩特地体。多认为额尔古纳是一个古老地块，对其余两个地区的认识则分歧较大。例如，唐克东等（1995）就认为北兴安岭是一条早古生代褶皱带，由此向南为锡林浩特中古生代褶皱带和西拉木伦早古生代褶皱带；李锦轶（1998）则主张早古生代缝合带分别位于图瓦-蒙古及巴尔古津地块（即雅布洛诺夫带，图 6-5）与西伯利亚板块之间及中朝板块与锡林浩特地块之间，前者以吉达（Dzhida）-穆雅蛇绿岩带为标志（其中有著名的克鲁伦河早寒武世蛇绿岩），后者则以温都尔庙-西拉木伦蛇绿岩带为代表，二者之间是一些古陆块群。由于该区大部被中生代火山岩所覆盖，至今构造面貌仍不十分清楚，仅对大兴安岭南段（西拉木伦）和中段（贺根山）的蛇绿岩带开展过较为深入的研究工作，使人们认识到大兴安岭有可能也是一些地体拼贴构造带。

Robinson 等（1995）将大兴安岭南段划分为三个东西走向的地体，由南而北为白云（即白云鄂博）地体、西拉木伦地体和锡林浩特地体。其中白云地体为一大陆裂谷带，发育由火山岩、沉积岩组成的白云鄂博组（一般将其划归为华北板块北部边缘，见 7.2.1 节）；西拉木伦地体主要是Є-O 沉积岩，它与其南部的白云地体间发育温都尔庙蛇绿岩，北部以索仑敖包蛇绿岩带与锡林浩特地体相邻。根据温都尔庙斜长角闪岩中斜长石 K-Ar 年龄 632～523Ma，推测温都尔庙蛇绿岩时代为奥陶纪（胡晓等，1986）；根据与围岩沉积地层的关系，确定索仑敖包蛇绿岩的时代为石炭纪。锡林浩特地体主要是志留-石炭纪硬砂岩、石灰岩和安山质火山岩，其北缘的贺根山蛇绿岩被可能被泥盆系的砂岩、燧石和较基性到富硅的玄武岩层序不整合覆盖，但后者大部变质为绢云-绿泥片岩、黝帘-阳起片岩和角闪岩，多与蛇绿岩为断层接触，故蛇绿岩时代难以确定；贺根山蛇绿岩的岩石类型为：由地幔橄榄岩、橄长岩和辉长岩组成的堆晶岩、玄武质熔岩和切割堆晶岩的玄武质和辉石岩质岩墙，大部分岩墙亏损某些不相容元素，与未成熟岛弧岩石相似，故推测其形成于岛弧-边缘海盆地中。

1. 额尔古纳（或额尔古纳-上黑龙江）地体（图 6-26，$Ⅱ_1$）

这是一个在早寒武世末趋于稳定的地体，上覆晚古生代滨浅海沉积，中生代主要发育陆相含煤碎屑岩和火山岩。

主体在蒙古国境内，东南以德尔布干断裂为界与北大兴安岭带相邻。基底为新元古界（佳疙疸群）-下寒武统（额尔古纳组），为一套厚层浅变质岩系；已发现的下泥盆统为板岩、粉砂岩、泥灰岩；下石炭统为滨浅海杂砂岩、板岩和生物灰岩；上覆中侏罗统-上白垩统陆相碎屑含煤沉积，西侧多火山活动（J_3-K_1）。黑龙江以北的俄罗斯境内上古生界至上侏罗统下部为海相-海陆交互相沉积，仅中生界就厚达 12 000m，含双壳类、箭石和菊石化石；上侏罗统上部-下白垩统为陆相含煤建造（王五力等，1995）。我国境内至今未发现中生代海相沉积，可能属蒙古-鄂霍次克海湾南缘的近海部分。

上叠的海拉尔盆地是一系列呈NNE走向的隆起和拗陷，主要下沉期为晚侏罗世早期玄武质火山活动之后，斜切区域构造带走向，与二连盆地成因类似。不过海拉尔盆地发育时间较早，早白垩世已隆起，晚白垩世沉积分布局限，新生代全面拗陷但幅度不大。

2. 北兴安岭地体（图6-26，Ⅱ₂）

夹于德尔布干断裂与贺根山断裂（或多宝山断裂）之间。古元古界兴华渡口群、新元古界佳疙疸群和下寒武统兴隆群与苏中组主要为一套浅变质岩系，苏中组为浅海灰岩、结晶灰岩和少量黑色页岩，产古杯类化石。前寒武系分布于呼玛-鄂伦春-伊尔施北东一线，任纪舜等（1999）分别把它们称为扎兰屯、鄂伦春和结雅地块（俄罗斯境内）。

下古生界在北带（呼玛-巴颜舒呼）为浅海-半深海火山复理石沉积，主要为砂岩、粉砂岩、板岩和酸性凝灰岩韵律层（下奥陶统）。南带（多宝山-伊尔施）主要为浅-半深海火山类复理石（下奥陶统、中奥陶统多宝山组）、浅海碎屑-碳酸盐岩（中奥陶统关乌河组、上奥陶统瑷珲组、上志留统巴润德勒组）和浅海火山硅质碳酸盐岩组合（上奥陶统裸河组、上奥陶统五龙屯组、下志留统黄花沟组、中志留统八十里小河组和上志留统卧都河组）。早泥盆世时期多为厚度不大的台盆沉积，时有火山活动；中泥盆统则为厚达4000m的火山硅质复理石；上泥盆统为浅海相或陆相碎屑岩、陆相火山岩沉积。地块西南段的下石炭统为滨浅海相硅质碎屑岩-碳酸盐岩或火山碎屑、碳酸盐岩，中上石炭统除局部为海相外，多为海陆交互相或陆相；东北段主要为陆相上石炭统碎屑岩或火山岩沉积。下二叠统浅海碎屑岩或火山沉积则只分布在该带东北塔河、黑河一带，上二叠统全区均为陆相火山-粗碎屑岩沉积（王五力等，1995）。

3. 蒙古东戈壁省-锡林浩特地体（图6-26，Ⅱ₃）

这是一个具有微板块特征的地体，其南、北边缘均有贯穿整个古生代的活动陆缘发育。

主体在蒙古国东戈壁省南部，东延至锡林浩特一带（图6-26），大约位于贺根山断裂与西拉木伦河断裂之间。基底地层以古元古界片岩、片麻岩、碳酸盐岩为主，上覆新元古界、下寒武统火山岩、上志留统细碎屑岩、含铁硅质岩，泥盆系-下石炭统的海陆交互相碎屑岩、火山岩及含冷水动物及安加纳植物群的二叠系相对稳定，构成地体轴部的克拉通地块。地体北部边缘由南北两带组成，北带为乌兰浩特早中古生代活动陆缘带和多宝山奥陶纪火山岛弧带；南带为西乌珠穆沁旗泥盆纪弧后盆地，赋存有中-晚泥盆世（？也可能为D_3-C_1）贺根山蛇绿岩及双变质带，上覆陆表海环境下的石炭系-二叠系。

地体南部为西纳木伦活动陆缘带，由北向南由三带组成，哲斯敖包石炭系-下二叠统火山岛弧带，上覆晚二叠世陆相砂页岩沉积；西拉木伦石炭纪-早二叠世弧间盆地，伴生的索伦山蛇绿岩侵位于中石炭统-下二叠统中，并有双变质带出现；温都尔庙早古生代沟弧活动陆缘，下部为寒武系蛇绿岩（温都尔庙蛇绿岩），奥陶系为岛弧型火山岩系，志留系为复理石沉积，上石炭统至下二叠统下部为盖层型海陆交互相碎屑岩沉积，下二叠统上部为海陆交互相磨拉石建造。

总的表现为锡林浩特地块以北构造岩相带由北向南时代变新，地块以南构造岩相带由南而北时代变新。沿西纳木伦断裂，上述岩相带可能向东延伸，构成松辽盆地的南部基底，在盆地南缘的浅井中曾打到一些古生界变质岩和海西期花岗岩。

其中锡林浩特台块呈NEE走向，上叠的二连盆地为NE走向的一系列隆起和拗陷，斜切基底地块（图6-27），显然地块不是控制盆地形成的唯一因素。盆地为数十个相互分割的箕状

坳陷，多发育深湖相沉积，厚度多达5000m。控盆断裂均为正断层，晚侏罗世、晚白垩世、上新世、第四纪均有玄武岩活动，表现为盆地-山岭式裂谷型盆地。坳陷最深的深湖环境出现于晚侏罗世双峰式火山岩（玄武岩-流纹岩组合）活动之后的侏罗纪末到早白垩世，显示坳陷因裂谷活动之后岩石圈冷却下沉所致。

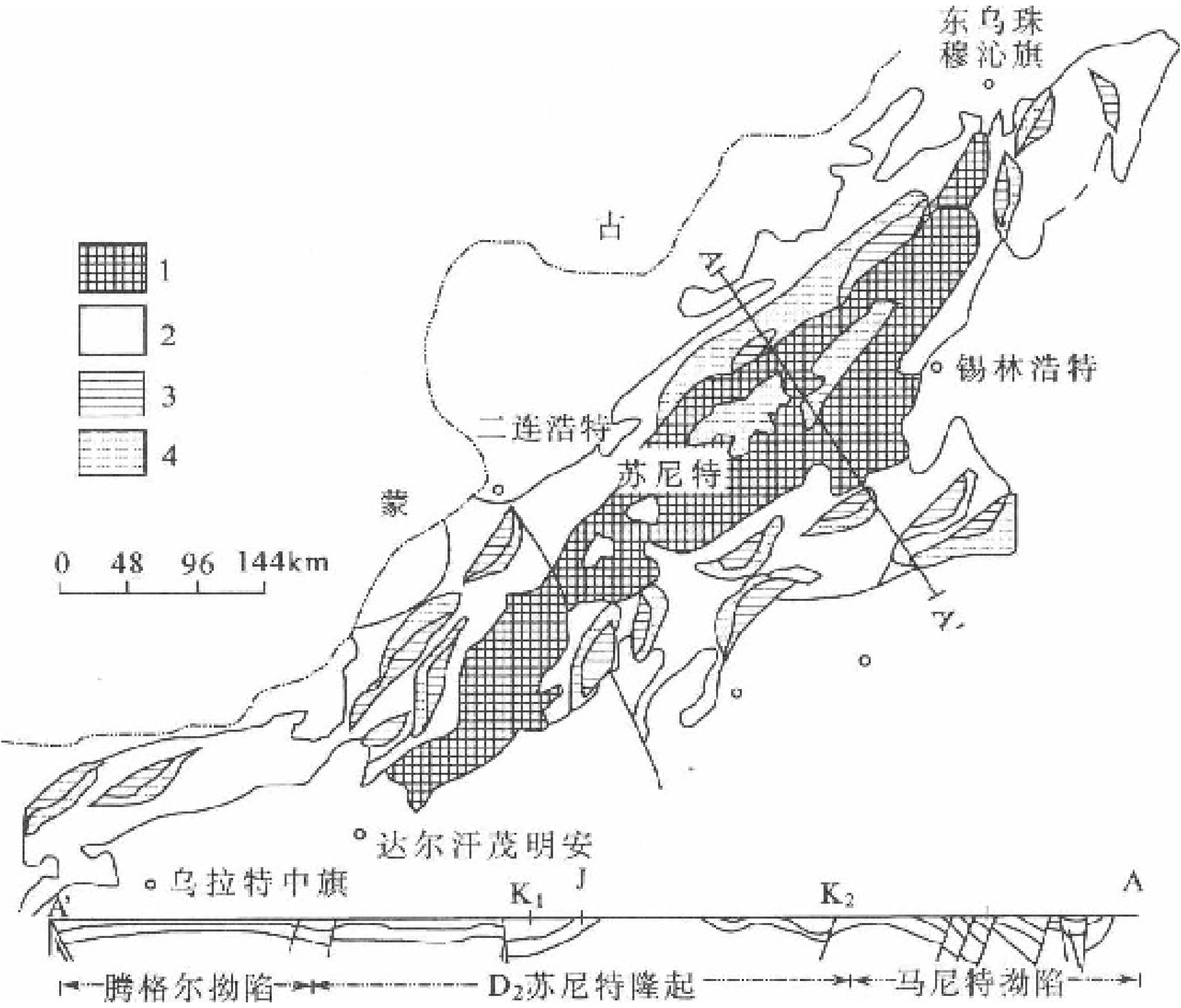


图6-27　二连盆地构造简图

（据华北油田1990资料编绘）

1. 隆起；2. 低隆起；3. 半深水和深水湖盆；4. 滨浅湖

4. 蒙古南戈壁省-雅干地体（图6-26，$Ⅱ_4$）

蒙古南戈壁省东南部前寒武系广泛出露，上覆下古生界陆源碎屑建造，上古生界也以碎屑沉积为主，局部有中酸性火山喷发和志留纪拉斑玄武岩产出，表现为一个受到后期改造的克拉通地块特征。向西延伸经巴音查干到额济纳旗以东的雅干地区，这里的基底杂岩系可能属变质核杂岩（郑亚东，1990），时代为太古宙至早古生代；中新元古界类似于塔里木地块，上覆冰碛层和下寒武统含磷沉积；奥陶系为硅质岩夹灰岩沉积；下志留统为笔石页岩，中上志留统为浊积岩；泥盆系为滨浅海碎屑岩及碳酸盐岩建造；石炭系为碎屑岩、硅质岩与火山沉积；下二叠统为火山沉积建造。奥陶纪，泥盆纪至早二叠世均有钙碱系列的安山岩-英安岩-流纹岩活动；至晚二叠世出现双峰式及碱性粗面岩和巨厚的海陆交互相复理石沉积；三叠纪是褶皱隆起、断陷盆地初始形成时期。总的表现为岛弧型地块的构造特征（图6-28）。

6.6.3　布列亚-佳木斯微板块（图6-26，Ⅱ6）

布列亚-佳木斯-松辽地区由零散分布在黑龙江南北的一系列地块组成，如黑龙江以北的布列亚、阿姆尔，以南的佳木斯、那丹哈达岭和兴凯等。在我国境内，基底由太古宇-古元古界黑龙江群和麻山群、原属上麻山群的古中元古界龙山村群（兴东群）和新元古界东风山群、马

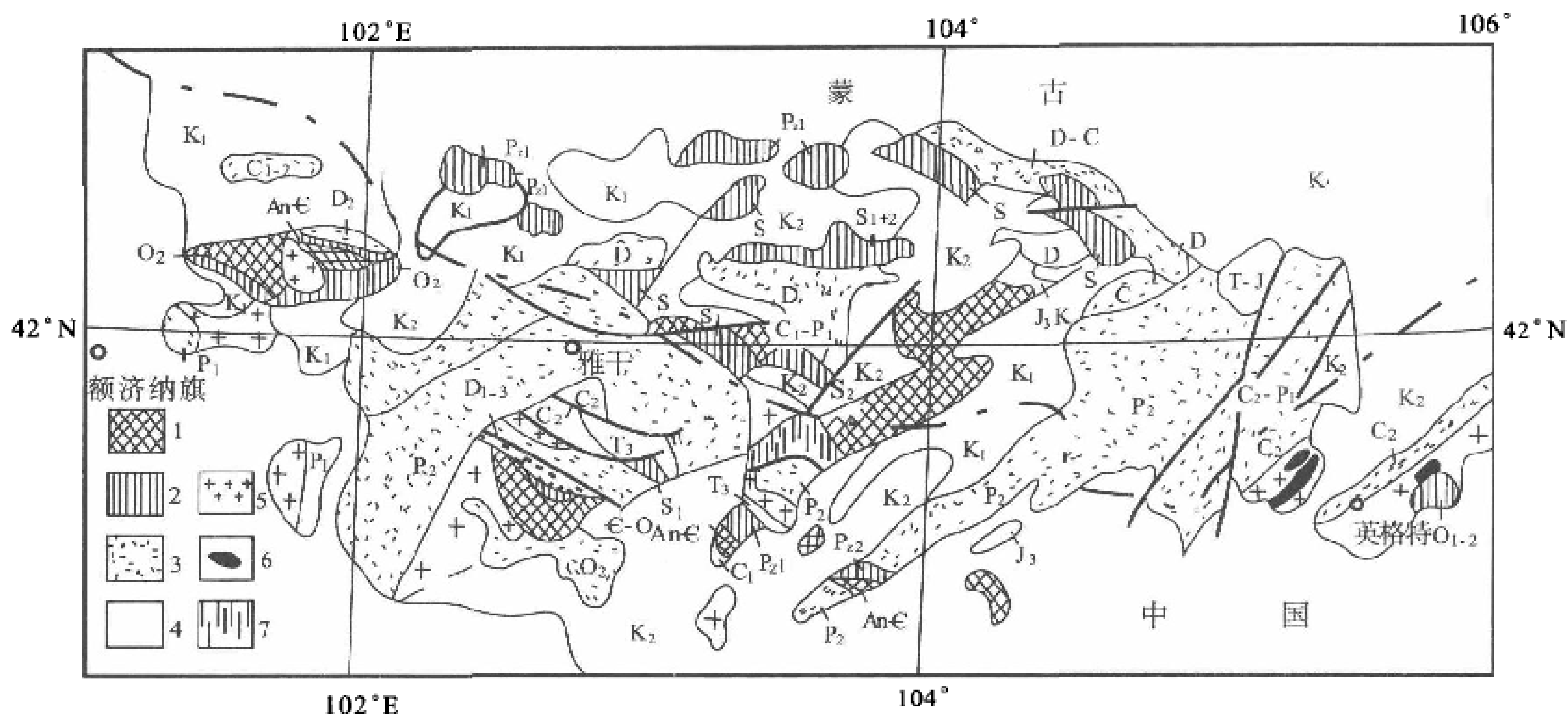


图 6-28 南蒙古-中国额济纳旗雅干一带地质构造简图

（内蒙古地质志，1994；Зайцев，1989 蒙古人民共和国 1∶100 万地质岩相图综合编绘）

1. 前寒武系；2. 下古生界；3. 上古生界；4. 侏罗系-白垩系；5. 花岗岩；6. 蛇绿岩；7. 变质核杂岩

家街群构成。黑龙江群为片岩、大理岩等浅变质岩系，可能有绿岩建造；麻山群为片麻岩、混合岩及大理岩等深变质岩系；龙山村群为含磷岩系，产叠层石、埃迪卡拉动物群、环形动物化石；鹤岗东风山群的 Rb-Sr 年龄为（794±43）Ma（张武等，1995），其中黑龙江群的变动较大。上覆岩层主要是不同时代的构造混杂体，以夹杂大量来自低纬度地区的外来地块、岩块为特征。

1. 佳木斯地体（图 6-26，JM）

佳木斯地体的全称应该是结亚-佳木斯地体，具有太古宙和古元古代结晶基底，是一个与周围环境极不协调的构造块体。本身也是由不同时代、不同性质的构造块体组成，它们主要形成于震旦纪-早古生代的活动陆缘环境，被早泥盆世到早石炭世（D_1-C_1）时期的活动陆缘沉积焊接在一起，晚石炭世到三叠纪（C_3-P）的含煤盆地不整合其上。

过去认为其上覆岩层主要是古元古界绿片岩（黑龙江群），但根据张兴洲（1985）、李锦轶（1992）的研究，它们主要是早古生代晚期形成的混杂体（唐克东等，1995）。其中的外来岩块有震旦纪到早古生代的各种蛇绿岩、硅质岩和大理岩，有的岩块在进入混杂体前曾遭受高压变质作用，兰闪石的 Ar-Ar 年龄为 557.9～559.6Ma。原地系统沉积为泥质岩、硅质岩和硬砂岩，其 Rb-Sr 全岩等时线所测定的变质年龄为 414～437Ma。在萝北、依兰地区的硅质岩岩块中曾找到放射虫化石；在牡丹江地区的泥质岩中找到奥陶纪几丁虫化石和古生代的藻类化石；泥质岩中碎屑锆石的单晶 U-Pb 年龄为（791±23）Ma，说明黑龙江群的下限不会早于震旦纪。该岩群沿佳木斯地块西缘分布，常被年龄变化范围很大（256～627Ma）的深熔花岗岩体包围，后者被认为形成于活动陆缘到碰撞带环境。所以佳木斯地体西缘是一条形成于早古生代末的破裂俯冲带，以此与张广才岭构造带相接。

佳木斯地体的东缘为早古生代相对隆起带，早泥盆世晚期到早石炭世早期出现活动陆缘环

境，含北方（准噶尔-兴安区）动物群化石；晚石炭世到三叠纪发育含煤盆地，所产植物化石，包括侏罗系在内均属安加拉植物群。在地块东南被断层围限的小块上三叠统泥岩中产环太平洋区双壳类化石；古地磁数据也表明，上三叠统形成于北纬 30.8°，而地块上的侏罗系地层（鸡西群）则形成于北纬 49°，显然具有外来地块的性质。

2. 兴凯地体（图 6-26，XK）

位于中俄边境地区，它也是由一些前寒武纪基底、小的古生代到中生代的大陆边缘和洋壳碎片组成，晚古生界岩石地层将其焊接在一起，直到晚二叠世至早三叠世增生到中朝板块之上。

兴凯湖一带，下寒武统为厚层碳酸盐岩；奥陶-志留系为片麻岩、片岩、变粒岩、石墨大理岩，中部夹中酸性火山岩；上石炭统-下二叠统主要为滨浅海火山碎屑岩-碳酸盐岩沉积；陆相下二叠统局部发育，上覆上二叠统、上三叠统陆相火山岩；陆相侏罗系-下白垩统火山-含煤（油页岩）砂泥岩发育在延吉盆地中；海相-海陆交至相火山-含煤（油页岩）砂泥岩、碳酸盐岩沉积发育在绥芬河盆地中，时代从三叠纪至白垩纪（主要为早白垩世）。

结晶基底主要出露在北部，其中某些含石墨、夕线石的岩石在岩性上与佳木斯地块相似，但至今未获得大于 2000Ma 的年龄。中-晚元古代到早寒武世为被动陆缘环境，主要沉积为陆屑-碳酸盐岩层，上部出现火山岩及含铁锰的硅质层。与佳木斯地块不同之处在于，这里在早寒武世发生明显的褶皱运动（兴凯运动），形成早-中寒武世磨拉石，其中早寒武世古杯化石、三叶虫化石均可与萨彦-阿尔泰及西伯利亚对比，但中寒武世却具有北美型特点。奥陶-志留纪时地块东部出现裂谷活动，可能延续到泥盆纪，形成火山碎屑岩和一些正长岩小侵入体；晚二叠世地块南部为活动陆缘环境，除火山-陆屑沉积外，还有广泛分布的岩基型花岗岩侵入。在地块南部的南滨海带，二叠纪植物群出现广泛的混生现象，安加拉、华夏和冈瓦纳植物群分子在一个地区同时出现。

3. 张广才岭早古生代混杂岩带（图 6-26，ZG）

基底出露于牡丹江断裂（图 6-26，H_1）北段西侧，主要为大理岩、灰岩和碳质板岩，含三叶虫、腕足类等化石，时代为前寒武系到早寒武世。下古生界的时代尚不确定，有两类：一为变质岩组，分布于南段吉中区，如下二台群（O-S）为片岩、片麻岩和变粒岩，呼兰群（Є-S）中除片岩、片麻岩外，夹有大理岩、石英岩，产志留纪笔石和晚志留世珊瑚；另一类为未变质的滨浅海火山碎屑岩-碳酸盐岩组合，有化石依据的有伊春一带的中奥陶统，吉中一带的上志留统。晚古生代为滨浅海火山碎屑岩或正常碎屑岩-碳酸盐岩沉积，时代为早-中泥盆统和石炭系；伊春一带有陆相火山岩-火山碎屑岩沉积（C_2），吉中地区局部发育海陆交互相火山碎屑岩-碳酸盐岩沉积；上二叠统除吉中地区有海陆交互相沉积外，中北部地区均为陆相火山沉积或粗碎屑岩沉积（类磨拉石）；上三叠统以火山磨拉石含煤沉积为特征；中上侏罗统和下白垩统均为断陷盆地火山含煤（油页岩）沉积；上白垩统主要分布在北端嘉荫盆地（俄罗斯结雅盆地的一部分），为陆相火山碎屑含煤（油页岩）或砂砾岩沉积。

过去认为张广才岭属晚古生代构造带，后来的研究表明其主要活动期在奥陶纪（唐克东等，1995），形成广泛分布的陆缘火山-深成岩建造，晚古生代局部出现裂谷活动。古生物地层研究结果表明，大致以长春-吉林市为界，其南、北分属不同的大陆边缘，北段可能是西伯利亚板块上裂解下来的早古生代活动陆缘，南段属华北板块北部边缘。北部出露新元古界和下寒武统陆屑-碳酸盐岩层，早寒武世三叶虫，奥陶纪、泥盆纪和早二叠世的腕足类均属北方大区，

晚石炭世、二叠纪和早三叠世的植物化石亦属安加拉植物区系。南段主要是志留纪活动陆缘，盛产早志留世笔石，可与华南、我国西北及中亚地区对比；上志留统到下泥盆统的盖层沉积向西与华北板块北缘的下石碑组和西别河组相当；石炭纪地层同样向西延伸到赤峰地区；中-晚古生代的生物群均与华南、乌拉尔和西欧相似，属东特提斯大区的塔里木-华北区。

4. 延吉-西滨海晚古生代混杂岩带（图 6-26，YJ）

延吉-西滨海晚古生代混杂岩带位于兴凯地体西缘（大致沿乌苏里江断裂），带内广泛出露海西期陆壳改造型花岗岩，古生代地层零星散布其中。早古生代地层多见于东部，俄罗斯滨海西部发现下志留统科尔东卡组，是一套很厚的富含笔石、腕足类和三叶虫化石的火山-陆屑岩层；火山岩富钾，属碱性-亚碱性系列，应产于相对稳定的陆壳环境。西部主要是早二叠世晚期到晚二叠世浊积岩，发育中晚石炭世到早二叠世的外来灰岩岩块，它与共生的玄武岩块一起均来自特提斯洋的海山；下二叠统灰岩岩块中的蜓化石可与华南 *Yabeinag* 带直接对比；南部的开山屯地区发育蛇绿混杂岩，也出现植物混杂现象，可能是与华北板块碰撞带的位置。邵济安等（1995）研究，这是一套不同时期、不同性质蛇绿岩的混杂。其中变质橄榄岩属亏损型；堆晶岩属平坦型；玄武岩块主要属岛弧玄武岩，但具有某些洋脊玄武的特征，且发现有中酸性凝灰岩、流纹岩岩块，应产在弧后小洋盆环境；以角闪片岩为代表的绿片岩的原岩是 N-MORB 岩石，可能是早期俯冲形成的残留洋壳。

6.6.4 锡霍特-阿林（Sikhote-Alin）造山带（图 6-26，$Ⅱ_7$-$Ⅱ_9$）

锡霍特-阿林造山带是东北亚地区环太平洋造山带的一段，是一条不断向洋迁移的中-新生代造山带。从晚古生代到中-新生代，从半深海-深海相火山硅泥质沉积（D-J_3）-滨浅海碎屑岩（J_3-K_1）过渡为大陆火山沉积（K_2），新生代的火山活动则向东迁移到库页岛地区。其南段的延吉地区则从滨浅海（T_{1-2}）-海陆交互相（T_3-J_3）-滨浅海到陆相（K_1-K_2^1）沉积。Kirillova（2003）由西向东将其划分为三个带：锡霍特-阿林带（$Ⅱ_8$）中生代增生体系，后者向北西方向延伸，沿西伯利亚板块东南缘形成狭窄的蒙古-鄂霍次克中生代造山带（$Ⅱ_{10}$）；东锡霍特-阿林白垩纪火山岩带（$Ⅱ_9$）；库页岛新生代增生体系，Kirillova（2003）认为这是由于俯冲倾角逐渐变陡所致。

1. 锡霍特（图 6-26，$Ⅱ_7$）

锡霍特在我国境内是一条典型的中生代造山带，上侏罗统-下白垩统滨浅海沉积（东安镇组）不整合在下伏褶皱的复理石沉积（T_{2+3}-J_{1-2}）之上；北延即中央锡霍特造山带，由晚侏罗世混杂体系组成；东锡霍特是一条早白垩世浊积岩与岛弧火山岩带；再向东为滨岸晚白垩世火山岩带。这四条构造岩相带由西向东时代变新，共同组成那丹哈达岭-锡霍特大陆边缘增生带（图 6-29）。据唐克东等（1995）研究，上述地带都是中生代形成的沉积混杂体，原地沉积是晚中生代（T_{2+3}-J_{1-2}）浊积岩和等深积岩，外来岩块包括晚泥盆世前的蛇绿岩、上泥盆统-二叠系的大洋玄武岩和上覆礁灰岩、上泥盆统-下侏罗统硅质岩等。

另据汉丘克和费里波夫（1991）在卡坦河地区的研究，认为东锡霍特-阿林地区由三叠系到中侏罗统的硅质岩和硅质泥岩组成，上侏罗统砂岩、粉砂岩产于剖面的最上部，它们都具有正常的层序，只是被断裂分割成窄而陡的逆冲岩片，似乎是由未经俯冲的洋壳直接拼贴到大陆块之上而形成的地体。

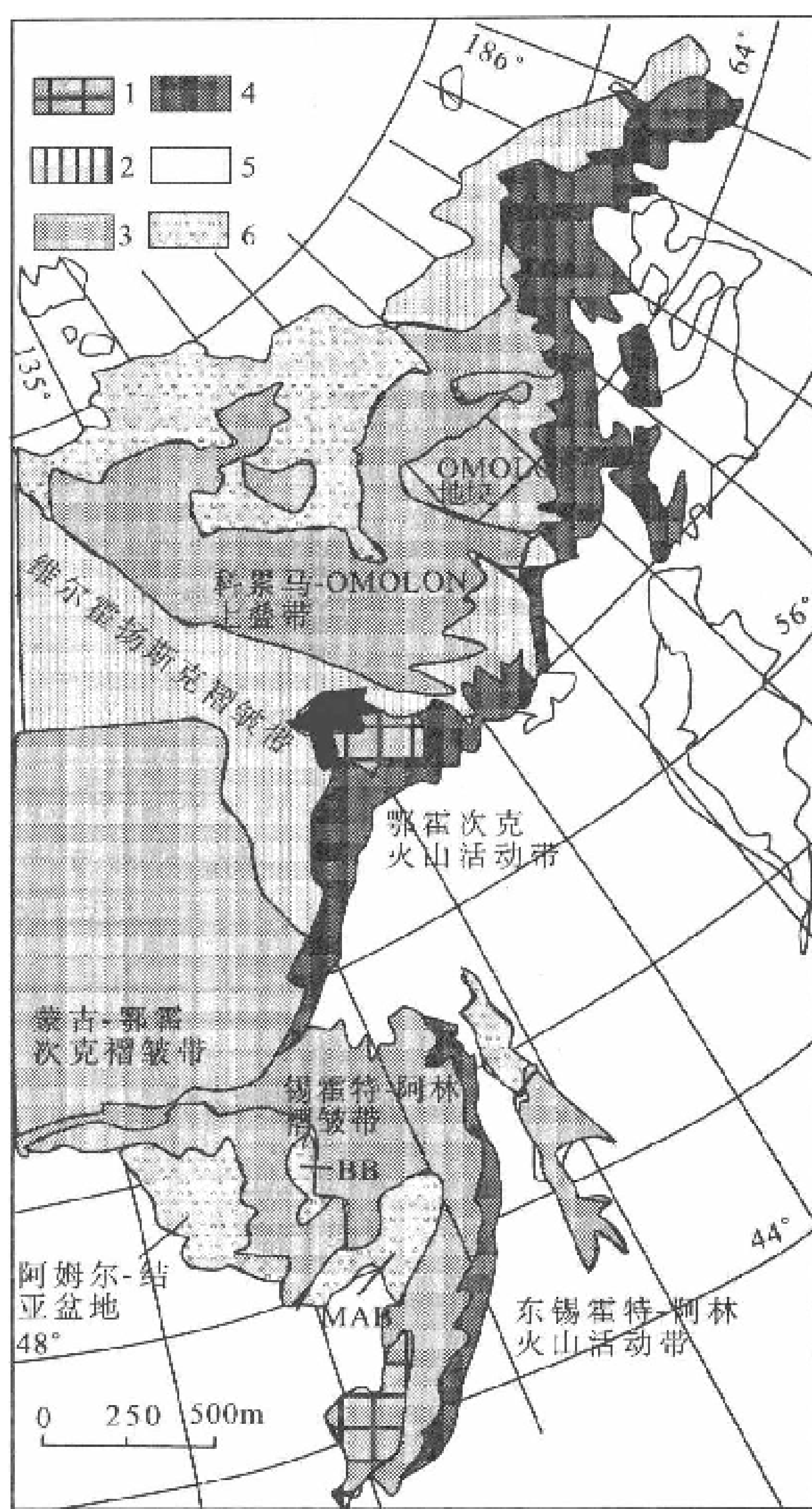


图 6-29　东北亚构造简图
(Kirillova，2003)

1. 克拉通及其破碎块体；2. 褶皱带；3. 中生代增生体系；4. 白垩纪火山岩带；5. 新生代增生体系；6. 中-新生代盆地。BB—布列亚盆地（Bureya basin）；MAB—中阿穆尔盆地（Middle Amur basin）

中央锡霍特-阿林断裂以东，地体时代各异，有由早白垩世混杂体组成的下黑龙江（黑龙江人海口西侧）及野猪河地体（海参崴东）；由早、中白垩世浊积岩组成的福拉夫卡地体（海参崴以北）；由中、晚白垩世岛弧火山岩组成的基玛地体（中央锡霍特以东），而中央锡霍特阿林（萨马尔金）则由晚侏罗世混杂体组成；东海岸则是由晚白垩世陆缘火山岩组成的滨岸地体。库页岛由西侧的晚白垩世混杂地体（苏苏纳地体）和东侧的中晚白垩世岛弧火山岩组成的捷尔佩尼亚地体构成（邵济安等，1996）。

2. 那丹哈达岭（图 6-26，NH）

那丹哈达岭地区泥盆系至下石炭统大别拉坑组为细碧-角斑岩、凝灰岩夹结晶灰岩，红岭组为板岩、粉砂岩、硅质岩夹砂岩；中上石炭统至下二叠统为硅泥质沉积岩夹中基性火山岩和生物灰岩，这两类沉积多呈混杂状态分布在绕河以西。中上三叠统和下中侏罗统均为半深海硅泥质或硅泥-碳酸盐岩沉积，组成复杂的推覆褶皱构造。上侏罗统-下白垩统为滨浅海碎屑岩沉积，上白垩统陆相火山沉积覆盖在下伏不同时代的地层之上。

据周建波等（2005）总结，那丹哈达岭地区主要由中石炭统-下白垩统地层组成，其中上古生界的石灰岩、三叠系叠状燧石层和中下侏罗统硅质页岩都是外来岩块，被包含在上侏罗统-下白垩统碎屑岩之中；例如，石炭-二叠纪的化石组合是典型特提斯型，三叠纪-早侏罗世深海相硅质岩中的放射虫化石可与日本美浓地区对比；古地磁资料也表明，那丹哈达岭地体在三叠纪前后位于赤道附近（T_3 在北纬 12°20′），到中侏罗世才漂移到现在的位置并拼贴于佳木斯地体之上。在该带的饶河楚窑山一带有疑似蛇绿岩（缺变质橄榄岩）产出，混杂在晚侏罗世-早白垩世碎屑岩中。

3. 主要断裂和三江盆地

几条区域性大断裂控制着上述地体的形成和后期盆地的发育。自西向东主要是：蒙古-鄂霍次克断裂（图 6-26，F_1），西段沿勒拿河上游的石勒喀河延伸，东段与鄂霍次克侏罗纪海槽连通，亦是古亚洲洋的北部边界；西贵图断裂（图 6-26，F_2）和贺根山断裂（图 6-26，F_3）都是大兴安岭地区的重要区域性断裂，是火山岩、蛇绿岩活动带；敦密断裂（图 6-26，H_4）沿兴凯地体西界，是一条新生代玄武岩活动带，也控制着一系列地堑型盆地的形成。

该断裂过密山后分为东西两支，西支北延为跃进山断裂，东支北延与中央锡霍特阿林断裂相连。跃进山断裂（图 6-26，H_3）为那丹哈达地体西界断裂，北延为三江盆地东界，沿线为南北走向的串珠状超镁铁质岩带和复杂的动力变质带。中央锡霍特阿林断裂（图 6-26，H_5）南延到基辅海湾，北到黑龙江下游，延伸达 480km，是一条糜棱岩与超糜棱岩带，控制着早、晚白垩世的火山喷发和岩浆侵位，据研究左行滑距达 80～100km。

跃进山断裂所控制的三江盆地沿断裂拗陷最深，北部基底深达 5000m，南部约 4000m，向西为北东向的盆地中央隆起，中央隆起与佳木斯隆起间为盆地西部拗陷。盆地主要沉积层由上侏罗统、白垩系和古近系-新近系组成，上侏罗统下部为滨海相砂岩，上部为沼泽沉积，含薄煤层、暗色泥岩及火山碎屑岩；白垩系为陆间类磨拉石建造，以紫红、灰绿色砂砾岩沉积为主；古近系-新近系为厚度较大的河湖相沉积，各层中均有生油岩系发育。

6.6.5 结亚-松辽地体与盆地（图 6-26，II_5）

据地球物理资料和区域地质资料分析，盆地主体位于地体（结亚-松辽地体）内部的克拉通地块之上，小兴安岭与张广才岭是这个微板块东部活动陆缘，后期盆地向外扩展，扩展到周边不同性质的构造单元之上。因后期近南北向的嫩江断裂（图 6-30，①）纵贯盆地西缘，故板块西部边缘未保留下来，而呈与西部构造带斜接的现状。

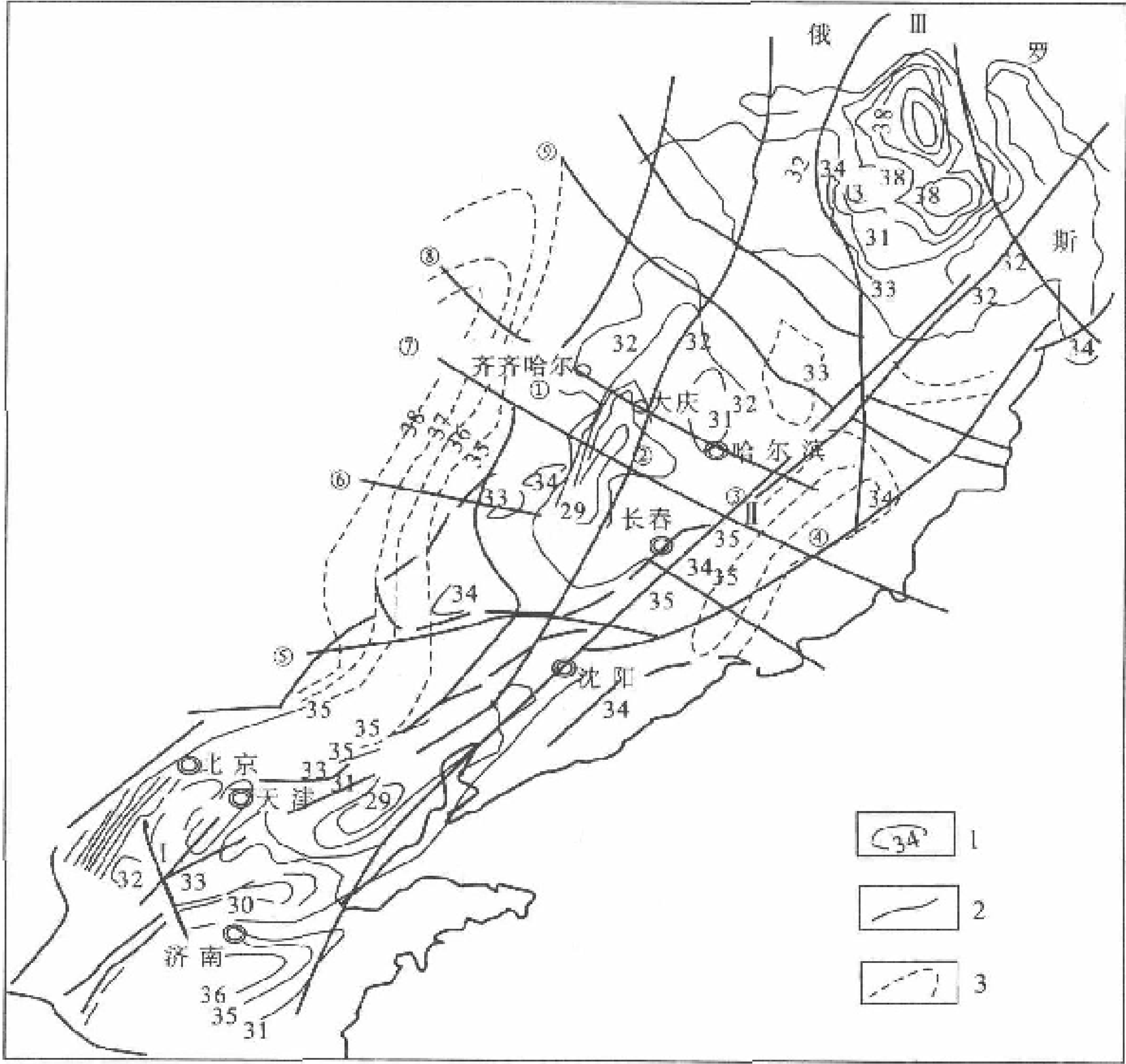


图 6-30　东北亚地区深大断裂与 Moho 面深度图

（杨万里和高瑞琪等，1985）

1. 地壳厚度/km；2. 深大断裂；3. Moho 面等深线/km。图中断裂编号：①嫩江断裂；②孙吴-双辽断裂；③依兰-伊通断裂；④密山-敦化断裂；⑤开源-赤峰断裂；⑥长春-保康断裂；⑦松花江断裂；⑧滨州线断裂；⑨勃利-德都断裂。图中盆地编号：Ⅰ. 渤海湾盆地；Ⅱ. 松辽盆地；Ⅲ. 三江盆地

1. 盆地基底

据现有资料显示，在松辽台块的轴部应该存在一个古老地块。盆地现今位于我国东部重力沉降带之上，盆地东侧的张广才岭布格异常为（$-60\sim-10$）$\times10^{-5}$m/s，相应地壳厚度在35km左右；盆地西侧的大兴安岭异常为（$-60\sim-20$）$\times10^{-5}$m/s，地壳厚度为36～38km（图6-30），盆地位置为一明显地幔隆起区，重力异常呈椭圆形，地壳厚度为29～33km。区域磁场为正负相间宽缓平稳的镶嵌结构，明显区别于东西两侧重磁梯度带特征，表现为一种稳定地块。

多年来分别在克2、通2、3CK27、3CK28等钻井中都曾钻遇中深变质岩系（花岗片麻岩或片麻状花岗岩），这些地带均为内部杂乱的强磁场（汪筱林和刘立，1994），应该是结晶基底的反映，它们呈断块形式分布于北部的嫩江、光山和南部的四平等地（图6-31）。盆地被几组北东向主干断裂和几组北西向次级断裂切割，据张庸等（1994）研究，北东向断裂具左旋特征，他们认为其左旋运动主要发生在晚白垩世-早始新世。但从沉降中心的迁移路线（图6-32）分析，白垩纪时期应为右旋，古近纪-新近纪时期才转变为左旋。北东向断裂具基底断裂特征，表现为平行于重磁异常和沉降中心的长轴方向，在盆地中央断裂（图6-30，②）带的井下，常见初糜棱岩和糜棱岩，并表现为早期韧性变形被晚期脆性变形叠加（汪筱林和刘立，1994）。北西向断裂据张功成等（1996）研究皆为后裂谷期盖层断裂，断距多在10～100m，最大不超过200m，形成于青山口组沉积期。

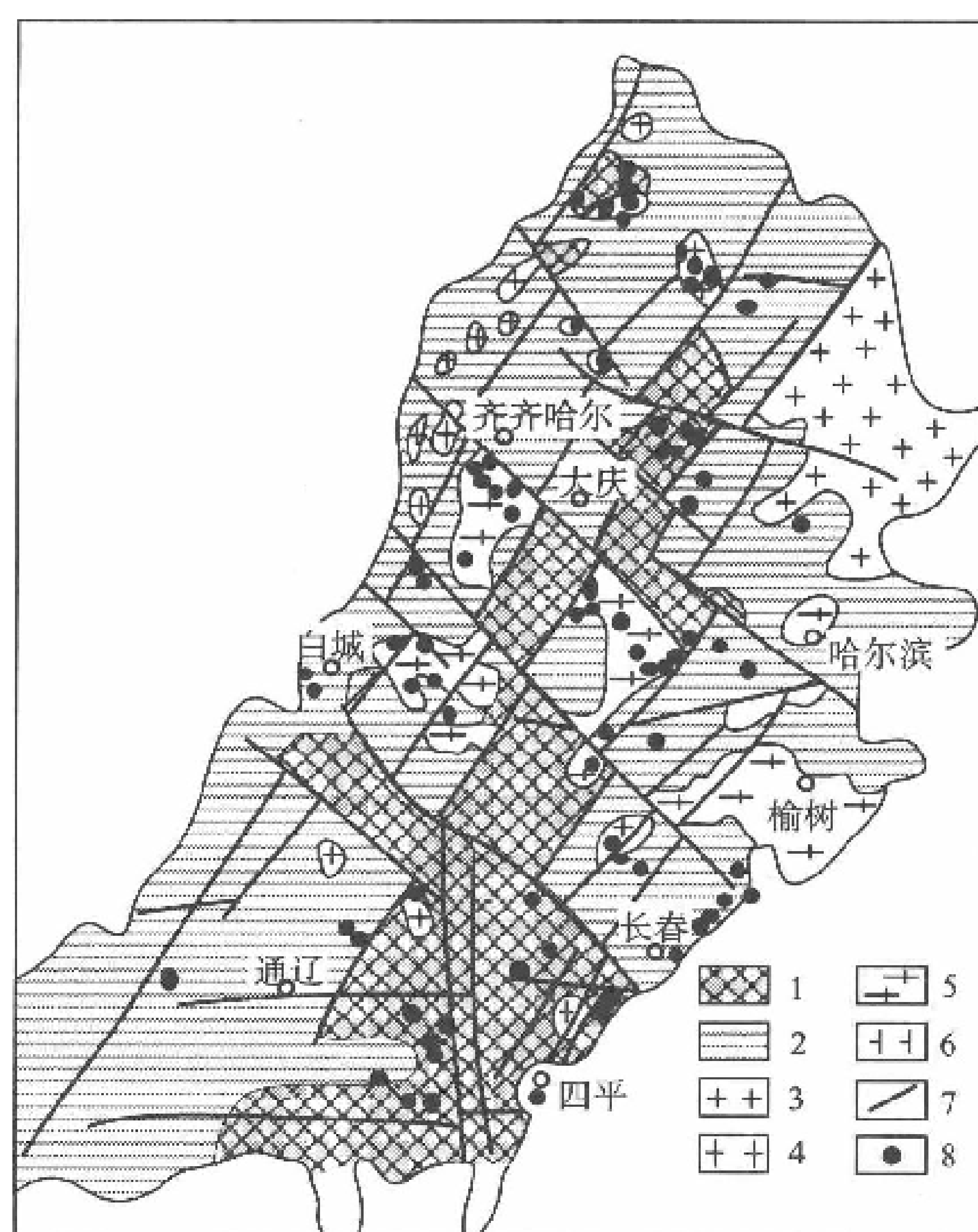


图6-31　松辽盆地基底结构图

（汪筱林和刘立，1994）

1. 前寒武系深变质岩（结晶基底）；2. 下古生界-中石炭统浅变质岩系，包括部分晚古生代晚期（C_2-P）沉积；3. 前寒武纪片麻状花岗岩或花岗片麻岩；4. 加里东花岗岩；5. 海西期花岗岩或闪长岩；6. 印支造山早期花岗岩；7. 基底断裂；8. 基底控制井位（前寒武纪51口，古生代58口，海西及印支—燕山早期花岗岩、闪长岩71口）

张晓东等（2000）认为松辽盆地的中央隆起（大庆长垣）的基底为变质核杂岩，在晚侏罗世时由于岩浆侵入而热膨胀上拱，引起其上部拆离伸展而形成盆地（图 6-33）。其核部由中-深变质的片麻岩（芳深 8 井）、云母片岩（芳深 9 井）组成；发育亚碱性到碱性的花岗岩类岩石（肇深 7、同深 1）；顶部发育以糜棱岩为特征的韧性剪切带，卫生 4 钻遇长英质糜棱岩，二深 1 钻遇糜棱状片麻岩；沿糜棱岩顶部发育大型低角度正断层（即拆离断层 detachment fault，Davis，1972）或称剥离断层（denudation fault— Armstrong，1972；Miller，1983）。低角度拆离断层分开了下盘曾遭受韧性流变的中地壳中深变质岩和上盘伸展断陷盆地中脆性变形的火山岩、火山碎屑岩和煤系地层（J_3-K_1）以及下伏浅变质前上侏罗统岩层。后者主要为古生界浅变质岩层，曾钻遇夹多套煤层的二叠系泥板岩和含海绵骨针的下志留统硅质岩，早志留世地层可与辽北的呼兰群对比（O_3-S_1）。因此，拆离断层下盘地层应早于奥陶系，核心为前寒武系。

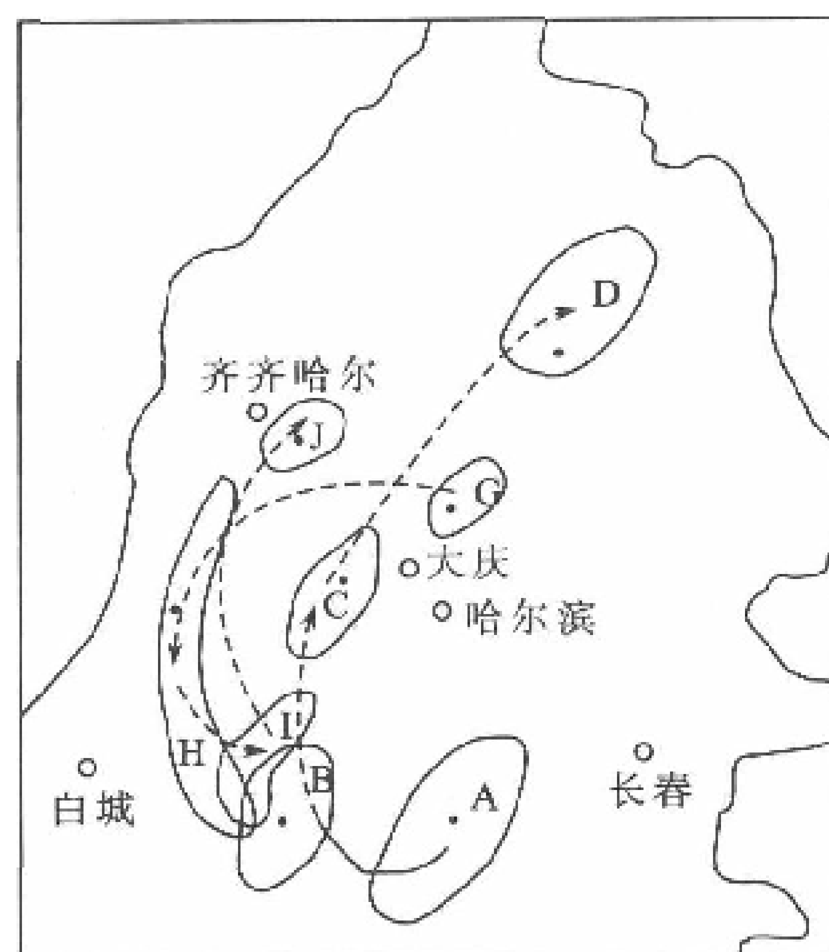


图 6-32　松辽盆地各时期沉降中心迁移图
（吴崇筠等，1993）

A. 泉头组一、二段；B. 泉头组三、四段；C. 青山口组-姚家组；D. 嫩江组一段；G. 依安组；H. 大安组；I. 秦康组；J. 第四系。A→B→C→D（右旋）顺时针；G→H→I（左旋）逆时针；I→J（右旋）顺时针

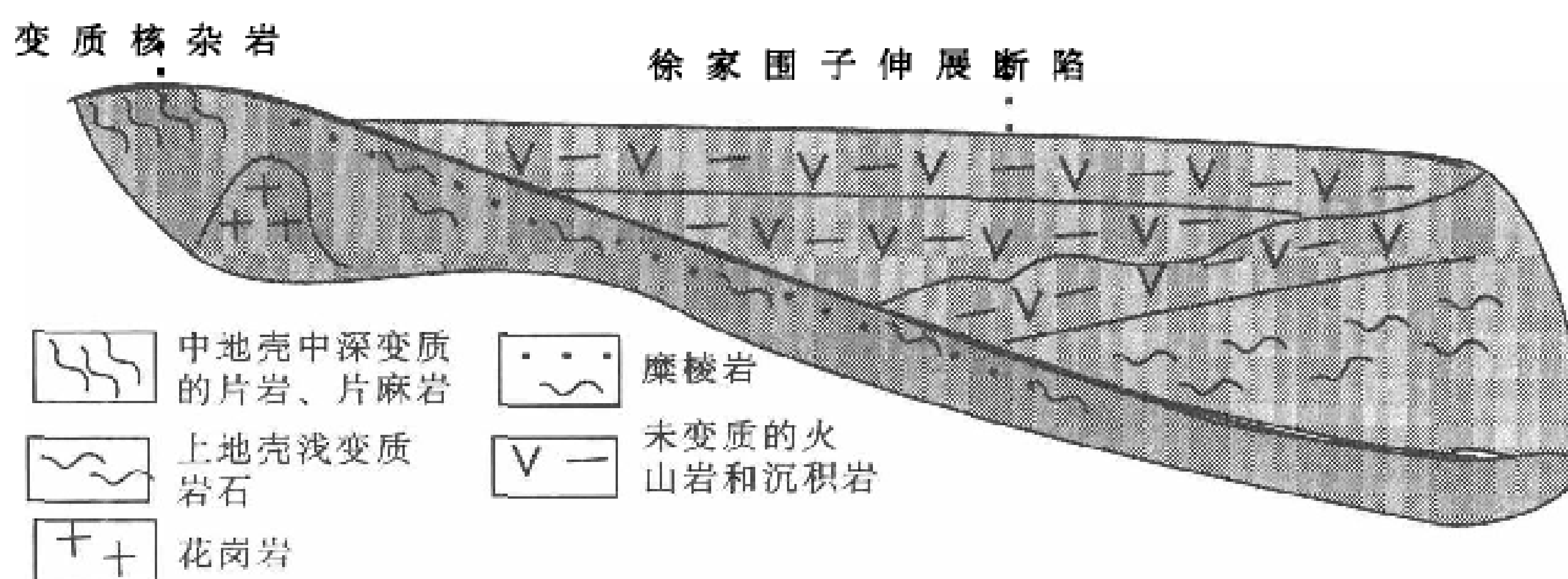


图 6-33　中央隆起变质核杂岩及徐家围子断陷剖面示意图
（张晓东等，2000）

根据地震剖面和少量钻井资料，在中央基底隆起变质核杂岩中推测有五个近于平行的地壳尺度的拆离带，分别为底部拆离带、下部拆离带、中部拆离带、上部拆离带和顶部拆离带。从牡丹江地区、大兴安岭地区露头深部岩层对比分析，由下而上所分割的岩层分别为：下地壳基性麻粒岩-中性麻粒岩，在地震剖面上可看到不明显的网状透镜体，推测是断续韧性剪切带的反映；中地壳角闪岩相片麻岩和片岩，它在变质核杂岩中心处呈拱形，并缓慢向外倾斜，应是中地壳沿剪切面地壳滑动分离的表现；在变质核杂岩核心处，上部、下部拆离面是分开延伸的，向外则逐步汇合在一起；上部拆离面与顶部拆离面从变质核杂岩核心处向外，彼此独立分布。美国盆地山脉省变质核杂岩的地壳拆离带是（Hailton，1987）：下地壳广泛地伸展变平，中地壳透镜体沿剪切带发生滑离，形成多层次拆离体系。大约在 10km，300℃处，以糜棱岩

为顶面分开了脆性和韧性域，后来沿拆离带伸展，中地壳变质岩上升至地表，下盘抽拉向上形成山岭或隆起，上盘则向下滑动形成盆地。

松辽盆地徐家围子断陷是一个早白垩世（120～133Ma）断陷，因岩浆侵入而引起的变质核杂岩穹隆形成于晚侏罗世（145 .7±6.2Ma），拆离断层糜棱岩的年龄为（126 .7±1.54）Ma。徐家围子断陷中上侏罗统火石岭组火山岩应形成于盆地形成前，因它比下白垩统断陷盆地沉积分布范围大，且断层下盘也有上侏罗统残余。盆地相沉积的下白垩统底部（沙河子组、营城组）发育安山玄武岩、安山岩及酸性凝灰岩；盆地为近对称拗陷（图 6-34），由中心向四周减薄，中央的古龙拗陷最大埋深可达 10 050m，古中央隆起的埋深可达 3200m；边界断裂（北东向断裂）均为正断层；整个盆地为一地热异常区，盆地中部平均热流高达 1.8～2.27HFU，地温梯度达 4.22℃/100m，均表现为大陆裂谷盆地的特征。边界断裂绝大多数东倾，反映中国东北地区的陆壳整体向东伸展，在此背景下叠加了沿孙吴—双辽一线的裂谷活动。

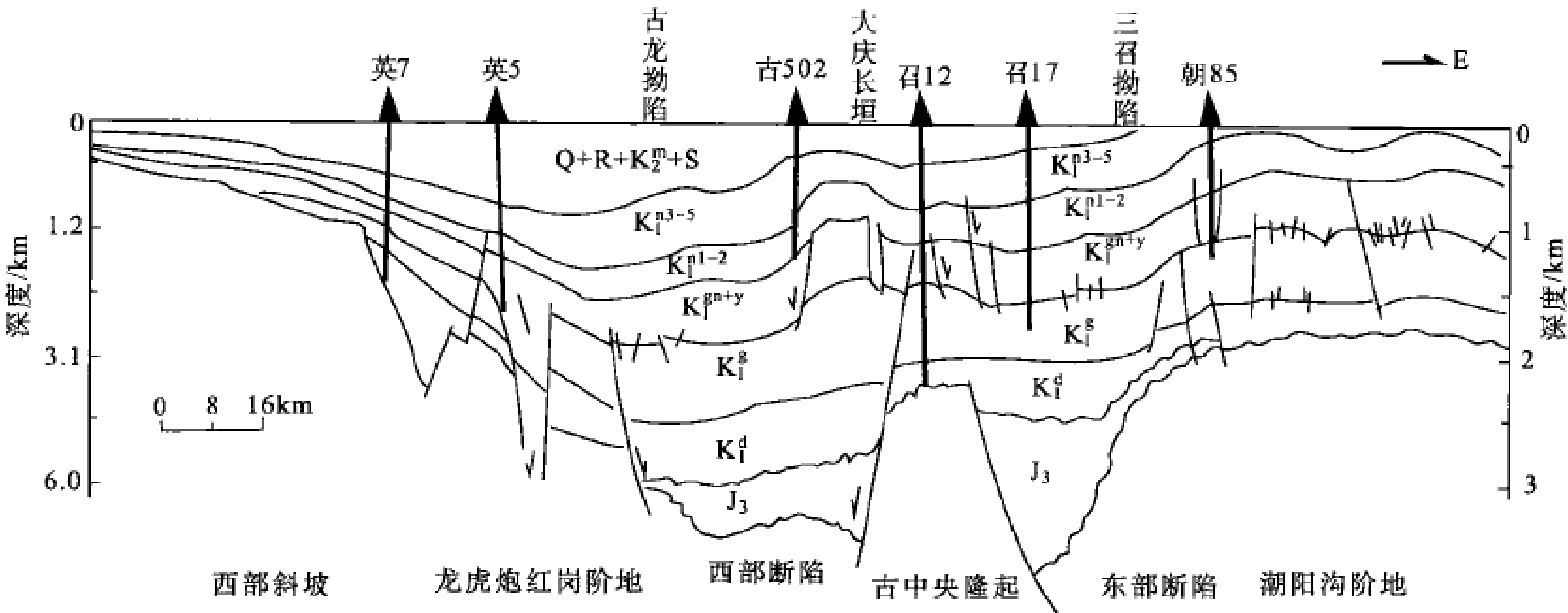


图 6-34　松辽盆地北部地震地质解释剖面

（据李晶、王之芹解释，深度略有修改）

2. 构造-沉积特征

三叠纪至早白垩世初为裂谷活动期，中侏罗世火山活动局限于西部，晚侏罗世火山岩分布面积较大，但仍未波及盆地东部。下白垩统下部的登楼库组（K_1^1）沉积以河流相粗碎屑岩沉积为主，表现为早期断陷盆地的发育；至下统上部的青山组到嫩江组（K_1^3-K_1^5）发育时期，发育厚度较大的深湖相沉积，是盆地主力生油岩层；晚白垩世盆地萎缩，由河流相向洪积过渡。各个时期的拗陷中心均位于盆地轴部并表现为由南向北，由东向西迁移；上白垩统与下白垩统之间、白垩系与古近系-新近系之间均为不整合接触，但上、下构造一致，表现为油气构造是在同步起伏的多次构造运动中完成的；构造运动东强西弱，东早西晚，东部背斜顶部的白垩系剥蚀可达 1000m 以上，而西部仅为倾角小于 1°的东倾斜坡。

胡望水等（2005）用断层上盘厚度减去下盘厚度并除以时间，求得断层生长速率，速率为正值、负值和零就分别代表了正生长活动、负生长活动与未活动。通过对各时期正生长速率和岩浆热事件的研究发现，盆地基底断陷活动经历了下列七个阶段：①初期慢速断陷阶段（J_3^1 火石岭组

沉积时期)；②加速断陷阶段（J_3^2 沙河子组沉积时期)；③减速断陷阶段（J_3^3 营城组沉积时期)；④缓慢断陷阶段（K_1^1-K_1^2 登娄库组-泉头组沉积时期)；⑤加速断陷阶段（K_1^3 青山口组沉积时期)；⑥减速断陷阶段（K_1^4 姚家组沉积时期)；⑦断陷、拗陷停止阶段（K_1^5 嫩江组沉积末)。

盆地构造反转发生在嫩江组（K_1^5）和明水组（K_2^2）沉积时期（图 6-35)，这时盆地受到较强的挤压作用，引起基底东升、西降，使早期的主干断裂（正断层）反转为后期的逆断层（正反转)。构造反转大致也经历了三个演化阶段：嫩江组沉积末的缓慢反转、四方台组-明水组沉积时期的快速反转与快速差异拗陷、依安组-大安组沉积时期的慢速反转和慢速差异拗陷，更新世-全新世形成反转期后构造层。胡望水等（2005）根据反转构造分布和变形特征，自东向西将其分为四带，表现为自东向西褶皱强度减弱，构造幅度减小，进一步说明其构造应力来源于东部。

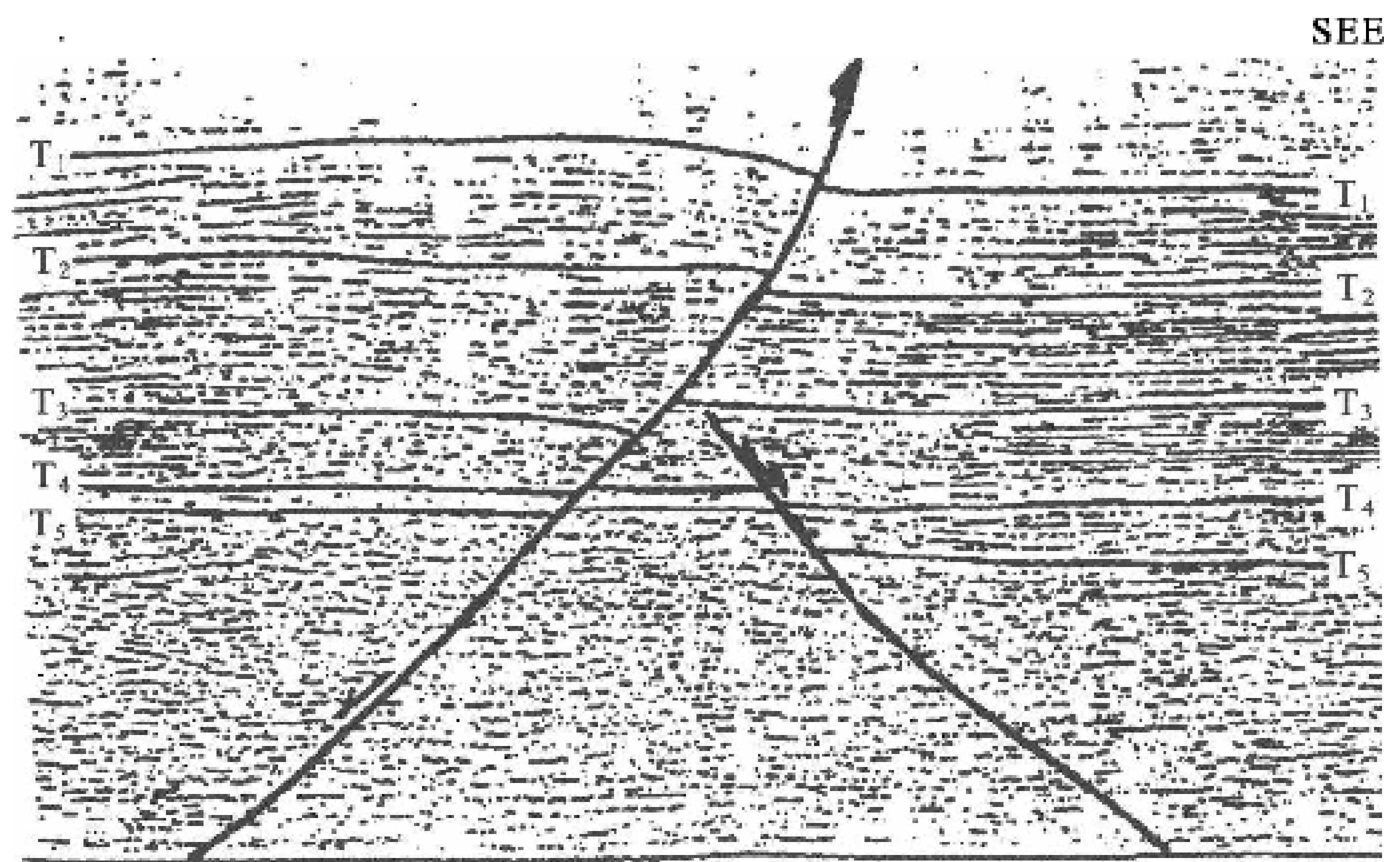


图 6-35　大安断层穿透型断层反转
（大庆油田，转引自张功成，1996）

盆地沉降都是构造沉降与重力均衡共同作用的结果，胡望水等（2005）通过对松辽盆地的研究给出了定量的解释：断陷阶段的拗陷中，46%来源于下伏沉积物的压实，54%来源于构造拗陷；上隆部分沉积的可容空间，69%来源于下伏沉积物的压实，31%来源于盆地基底的受压拗陷。

第 7 章　卡拉库姆-塔里木-中朝板块

卡拉库姆-塔里木-中朝板块包括三个克拉通台块及其边缘构造带，横亘于亚洲中纬度地区，李春昱（1982）先生曾称它为中轴大陆。它是亚洲大陆上起着构造分割作用的重要构造单元，明显的事实是：以此为界，南北构造体制完全不同，北部以海西期构造变形为主，南部则主要在加里东期和中新生代；二者在金属成矿、含油气特征等方面亦存在明显差异。由此推测，卡拉库姆-塔里木-中朝大陆以北应该是古亚洲洋构造域，以南则是华夏及特提斯构造域，自身既是分割带，又是南北两大洋的过渡带，故在构造归属上一直存在许多争议，尤以塔里木为最。

三个台块均由数个太古宙古老陆核经新太古代克拉通化后形成；元古宙末是否形成一个泛大陆目前尚无定论；古生代时期各自都经历了独立漂移阶段，中朝与塔里木一度曾相距很远，而卡拉库姆与塔里木则常常相伴而行；都先后于古生代末与周边板块拼合，从而发育了南侧的昆仑-阿尔金-祁连-秦岭造山带和北缘的天山-吉冀蒙造山带；自中-新生代以来塔里木-中朝都已进入陆内构造发育阶段，卡拉库姆地区因位于新特提斯洋北缘，直到新生代初才与大洋脱离；与此同时，中朝地区东侧在中-新生代时期因太平洋板块的活动而受到强烈改造。

这三个板块的共同特点是：克拉通台块部分在古生代均被台盆占据，后期大部分发育为中-新生代盆地，不像其他大陆那样有大面积长期隆起的地盾。这既与各个板块的演化历史有关，更重要的可能是它们的地幔动力学体制各不相同。

7.1　中 朝 板 块

7.1.1　概述

习惯上所称的中朝板块指内蒙古阴山隆起带以南，秦岭造山带以北，西至阿拉善地块，东至胶辽地块与朝鲜地块；从板块构造角度讲，其北界应在吉冀蒙板块缝合带，南界应在西昆仑-北祁连-北秦岭-大别-苏鲁-临津江（朝鲜）板块缝合带，二者都是中朝板块边缘的复杂构造带。

划分这一板块的基本依据是：在两个复杂边缘间有一个面积很大的古老克拉通台块存在，第 1 章中已对其作过介绍，同时也指出统一克拉通的形成应在太古宙末。由于元古宙古裂陷槽的分割，克拉通本身又被划分为四个大块体（阿拉善-阴山、鄂尔多斯、渤海湾和东部的辽东-鲁东-朝鲜），各经历了不同的显生宙发育历史，中-新生代的块断活动又使其进一步复杂化，从而形成四大隆起、三大盆地和四个大型新生代地堑系（图 7-1，见插页）。

在 1∶100 万化极上延 20km 航磁图上（图 7-2），华北宽缓正异常被南、北两侧线状负异常环绕，显示克拉通地块的异常特征。其中阿拉善-阴山-鄂尔多斯高正异常与华北北缘古隆起相吻合；鄂尔多斯-吕梁地区由两正两负四个 NE 向异常组成，这就是鄂尔多斯地块的范围；燕山-太行地区是呈“S”形展布的几个高正、低正异常，这与该隆起带复杂的块断构造有关；东部以长治-徐州一线为界，以北由几个孤立的高异常构成，这是狭义的华北地块或渤海湾地块的特征；以南的异常低缓，走向为 NW，围绕周口负异常展布，这是豫淮被动陆缘带的构造

特征；郯庐断裂为一清楚的线型负异常带，以东的胶辽隆起异常值不高，这是后期地壳乃至岩石圈强烈地向东伸展减薄的结果。位于黄河入海口处的埕宁隆起已经钻探验证 9 个钻孔在不同深度（2000±5m）钻遇太古宙花岗片麻岩（王延忠，1990），据此推测上述正磁异常多是太古宙隆起的反映；陕北南部的负异常在宜君地区钻遇 3000m 中元古界沉积-火山岩系；低缓异常可能与埋深较大有关，这在渤海湾盆地、渭河盆地比较特征。

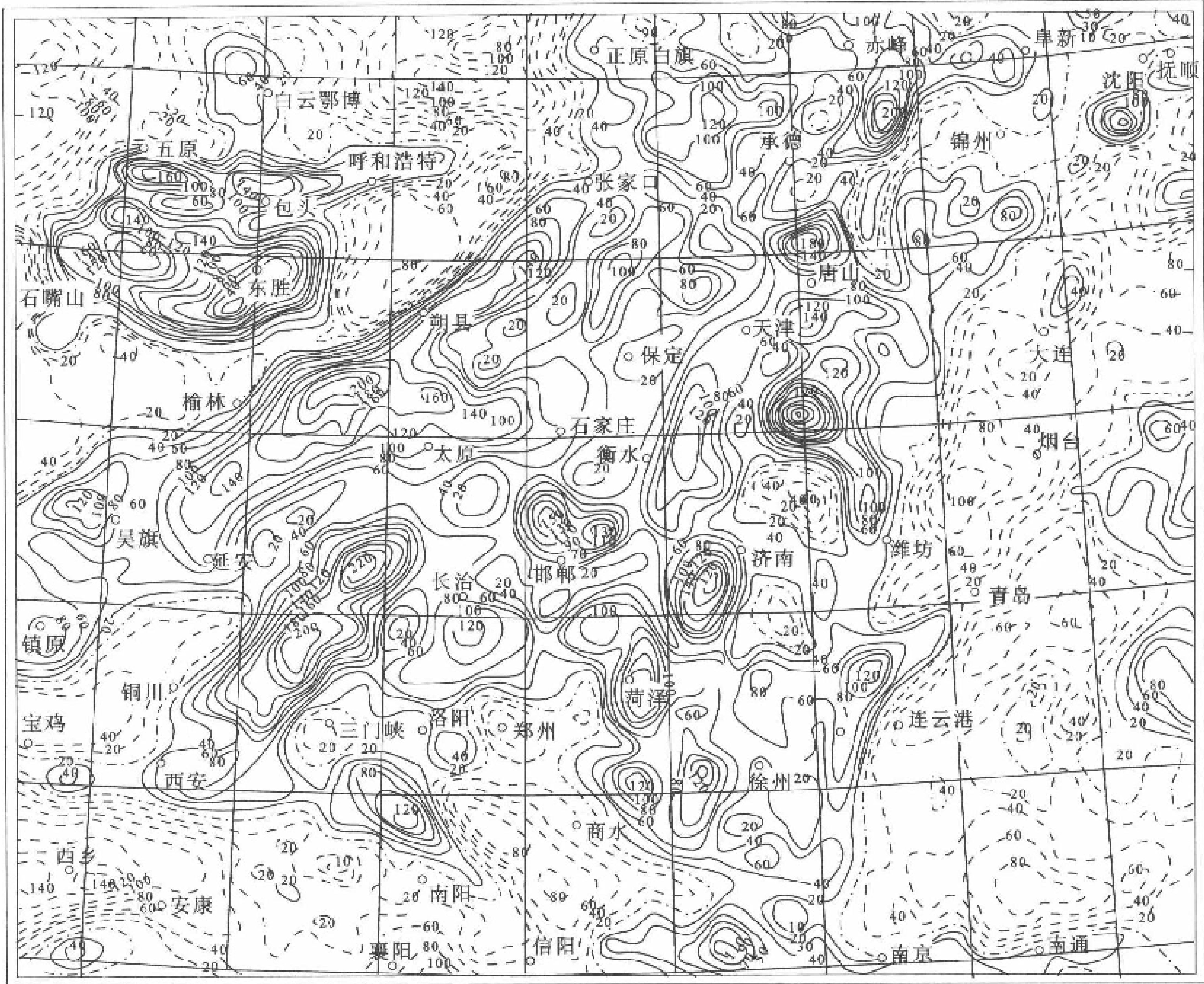


图 7-2　泛华北地区航磁 ΔT 化极上延 20km 异常等值线图

（原地质矿产部航测队，1989）

在重力异常图上，华北地区为一个东西向缓慢变化的异常区，西界为青藏高原边缘梯度带，其间被南北向延伸的太行-武陵梯度带分割。重力异常反映的是中新生代构造，表明自中-新生代以来，在向东伸展减薄的过程中，早期的复杂结构得到调整，岩石圈变得比较均一，地壳厚度由沿海的 30km± 向西逐渐增加到 46km，布格异常相应由 +30mGal 减小到-150mGal（图 2-2）。

7.1.2　构造演化

中朝板块内部台块的演化可以划分为克拉通化时期（新太古宙）、普遍裂陷活动和第一个盖层发育时期（中-新元古代）、台盆发育时期（古生代）和块断活动时期（中-新生代）四个阶段。

1. 克拉通化时期

华北板块在新太古代已经开始板块构造演化（钱祥林，1986，1995），标志克拉通化过程已基本完成。这一时期中朝地区的古陆核已先后拼合（见 1.3.2 节），仅在一些固结硬化程度不高的地带仍有强烈地沉降或火山活动，这就是我们所主张的古裂陷。

2. 裂陷活动时期

华北元古宙时期的最大特点是：普遍的裂陷活动，标志华北地区这时已经属于成熟的刚性板块。北缘在白云鄂博一带发育中元古代边缘裂陷型沉积渣尔泰群和被动大陆边缘沉积白云鄂博群；燕辽、太行-中条裂陷从东西和北东两个方向伸入板块内部（燕山-太行裂陷）；南部边缘的熊耳裂陷（包括豫淮裂陷）开始活动于古元古代，一直持续到元古宙末（震旦纪）；西缘则是贺兰裂陷，向南开口，有人主张它与祁连、秦岭构成三叉裂谷。这些裂陷分为两类，即拗陷型和火山型，前者由下部碎屑岩和上部碳酸盐岩组成，如渣尔泰、白云鄂博裂陷；后者含大量火山岩层，如熊耳裂陷。在拗陷型裂陷发育地区，中新元古代形成巨厚以稳定浅海沉积为特点的第一个盖层，如蓟县中、上元古界剖面。这些裂陷与一般的裂谷不同，它们活动时间长，几乎贯穿了华北板块演化的全过程，古生代时期这些裂陷的位置都是海侵开始最早，沉积厚度最大的地区，中生代又率先隆起，并发育成强烈冲断变形带（以燕山和环鄂尔多斯为代表），或构造岩浆活动带（如太行山带）。

燕山-太行裂陷（图 7-1）以河北蓟县为中心，向东尖灭于沈阳-抚顺一带，向西延至张家口、五台，向南伸入到太行南端的焦作以北。裂陷沉积以河北蓟县为中心向四周超覆减薄，蓟县附近仅蓟县系就厚达 5000m（图 7-3）。早期（长城纪常洲沟期）从河流沉积到滨海沉积。中期是裂陷强烈活动时期，下部（串岭沟组）为粉砂质页岩、黑色页岩；中上部（团山子组、大红峪组）为砂页岩与铁质白云岩、硅质条带白云岩，反映一种局限海环境，并伴随着强烈火

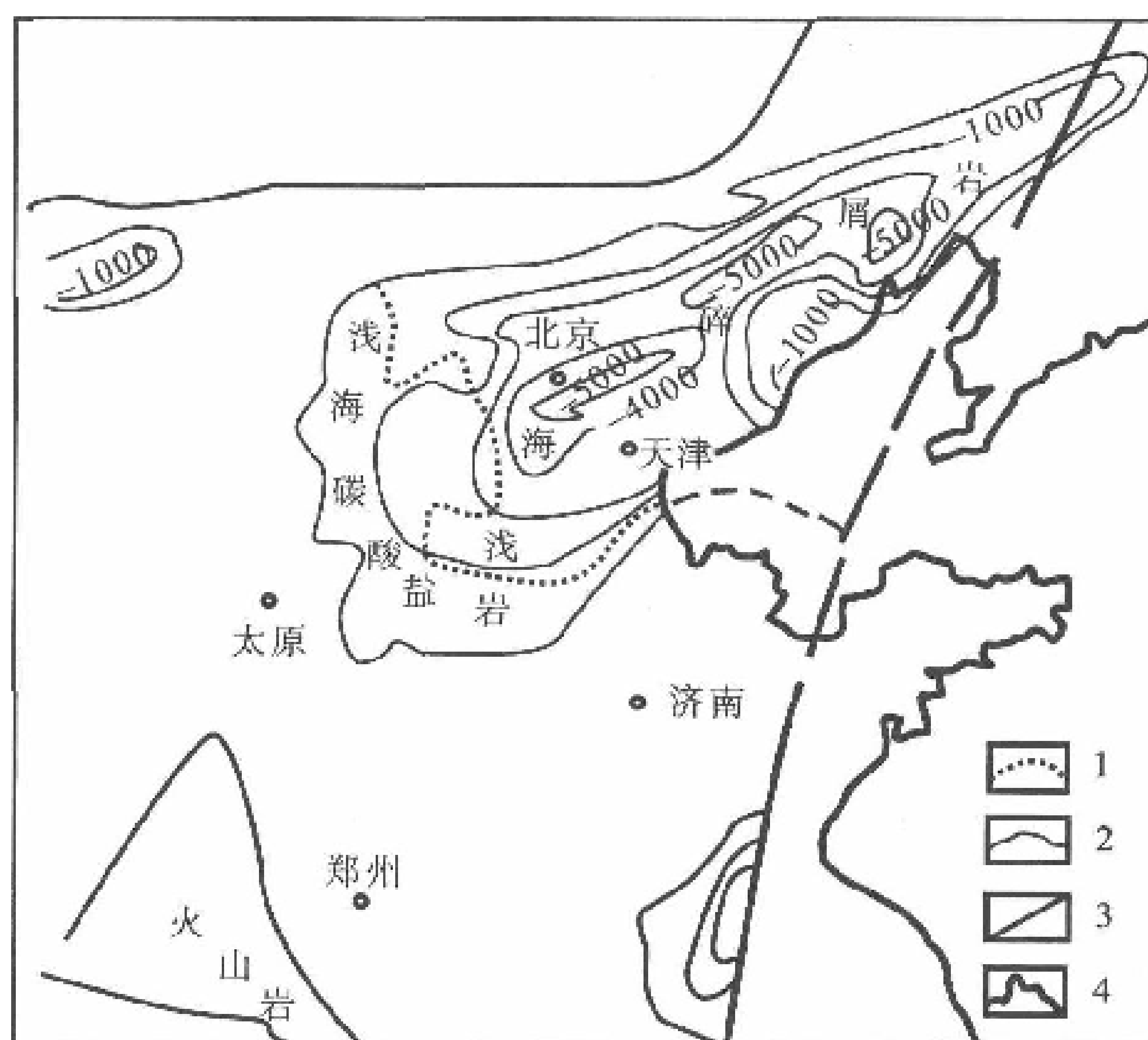


图 7-3 华北中元古代蓟县纪早、中期岩相古地理图（大港油田，1989）

1. 岩相界线；2. 地层等厚线；3. 区域断层；4. 海岸线

山活动；火山活动从串岭沟期钙碱系列玄武岩与火山集块岩，到团山子至大红峪期的钾质基性岩，具板内岩浆活动特征。晚期（晚长城纪高于庄期至青白口纪）为海侵不断扩大时期，华北平原北部广泛接受这一时期沉积，均以清水碳酸盐岩沉积为主，潮汐韵律发育。

这些裂陷与其他类型构造的不同之处在于，它们的活动期与平静期交替出现且极为明显。燕山-太行古裂陷从震旦纪至古生代末处于构造平静期，与渤海湾地块同升同降，仅表现为沉积厚度较大，海侵开始较早；在三叠纪期间开始隆起，太行山当时是泛鄂尔多斯三叠纪湖盆的东界；强烈活动自侏罗纪开始，主要表现为块断隆升，基底岩石呈穹隆状强烈伸展变形，并伴随着侏罗纪-白垩纪的强烈火山活动。这些活动主要集中在北京西山东西一线以北，与裂陷早期主活动区一致；向东延伸至辽东半岛、朝鲜半岛北部，至今仍保存着复洲震旦纪裂陷盆地和平壤中元古代-震旦纪海洲裂陷盆地；五台-太行地区后期主要表现为块断隆起和普遍的岩浆活动。所以燕山-太行裂陷就构成了华北台块上的一个特殊构造单元，过去曾称为燕山台褶带，实际上就是一个克拉通内造山带。

位于晋豫陕三省交界处的熊耳古裂陷（图 7-1）与燕山-太行古裂陷性质类似，它亦呈三叉形式，北去伸入吕梁山、中条山，西到宝鸡以北的千阳，东部可能到淮南。早期多主张它形成于中元古代，近期的研究表明其时代应为古元古代（锆石 U-Pb 年龄 1.8～1.75Ga；赵太平等，2004）；山西霍山的永乐以东，见长城系超覆于熊耳群之上（王同和，1995）；其上部的汝阳群、官道口群可能相当于长城系（李钦仲等，1985；赵澄林等，1997）。裂陷中发育了近 8000m 的熊耳群火山岩，由北向南从陆相喷发到海陆交互相喷发到海相喷发，总体是钾质玄武岩-粗面岩-流纹岩组合，具陆内双峰式火山活动特征。汝阳群在豫西主要为滨浅海碎屑岩沉积，由北向南可以从河流相到三角洲相；在西南部的陕西洛南一带为滨海碎屑岩-浅海台地碳酸盐岩。青白口系洛峪群则反映海域向南退缩，向东扩展的陆相-滨海碎屑岩沉积。淮南凤阳群之上的八公山群下部为砂砾岩，上部为泥灰岩、页岩夹灰岩，相当于洛峪群的东延部分。震旦纪至古生代亦是熊耳古裂陷的构造平静时期，与燕山地区不同的是，这一时期虽与华北台块发育历史基本相同，但明显表现为其向南伸展减薄。每次海侵（震旦纪、早寒武世早期、早奥陶世早期、中-晚石炭世和早二叠世早期）都比华北本部开始早，且海相地层发育。中生代时期再次强烈活动，西缘发育成向鄂尔多斯盆地之上逆冲的二中断褶皱带（渭北-河津-临汾），豫西地区发育为块断褶皱山系；其东北缘的三门峡-平顶山确山一线形成巨型褶皱冲断带；古近纪-新近纪仍有火山活动；东部地区则发育为大型华北南部盆地，盆地的沉降主要在侏罗纪-古近纪，是这一古裂陷晚期活动的主要时限。虽然盆地的形成还与其他因素有关，但古裂陷的后期复活也应是主要控制因素之一。

贺兰裂陷和白云鄂博裂陷盆地见 1.4 节，3.5.2 节。

3. 台盆发育时期（古生代）

这一时期的主要特点是，除贺兰裂陷在中奥陶世、中石炭世先后两次出现明显活动外，广大地区均表现为整体升降，或为厚度岩相均一的广泛陆表海沉积（ϵ_{2-3}、O_1）和准平原化的海陆交互相到河流沉积（C_{2-3}-P_2），或者是整体隆起（O_2-C_1），或者是海侵仅限于其边缘近海槽地带（Z、O_{2-3}、C_1），这就是一般所讲的典型克拉通盖层发育阶段，以构造活动极为平静为特点。

古构造面貌在震旦纪时期大部处于隆起状态，海侵局限于东侧的胶辽-徐淮和南缘的豫西-渭北-贺兰山-龙首山地区。前者的沉积下部以碳酸盐岩为主，含大量叠层石和微古植物；上部为砂岩和碳酸盐岩，除旅大-复州一带沉陷幅度较大外，其他地区多在千米以内。从豫西-洛南-

渭北-贺兰山至龙首山，均发育山岳冰川沉积（罗圈组），下部为含砾的冰水泥砂岩沉积，上部为杂色的砂页岩，厚度从数十米到数百米不等。

寒武纪初期（辛集期）的古构造面貌与震旦纪相同，中部处于隆起状态，海侵局限于南、北两侧。后期海侵逐渐由南向北，由东向西推进，直至张夏期时华北地区才大部接受沉积。中间薄（<500m），周缘较厚（600～1300m）；下中寒武统为砂页岩-碳酸盐岩组合，以发育鲕状、竹叶状灰岩为特征，代表海水频繁动荡环境下的沉积；上统多为白云质沉积，总体上属于局限台地相；晚寒武世中期以后南缘抬升，登封-济源-渑池一线以南未接受晚寒武世晚期（风山组）沉积。鄂尔多斯南北向隆起与整个板块中部东西向隆起相接形成“丁”字形古陆，使沉积区呈鞍状分布。在边缘地区：燕辽地区及朝鲜北部、豫淮地区及鄂尔多斯西南缘，都沉积了寒武系最低层位和元古宇最高层位［图 7-4（a）］。

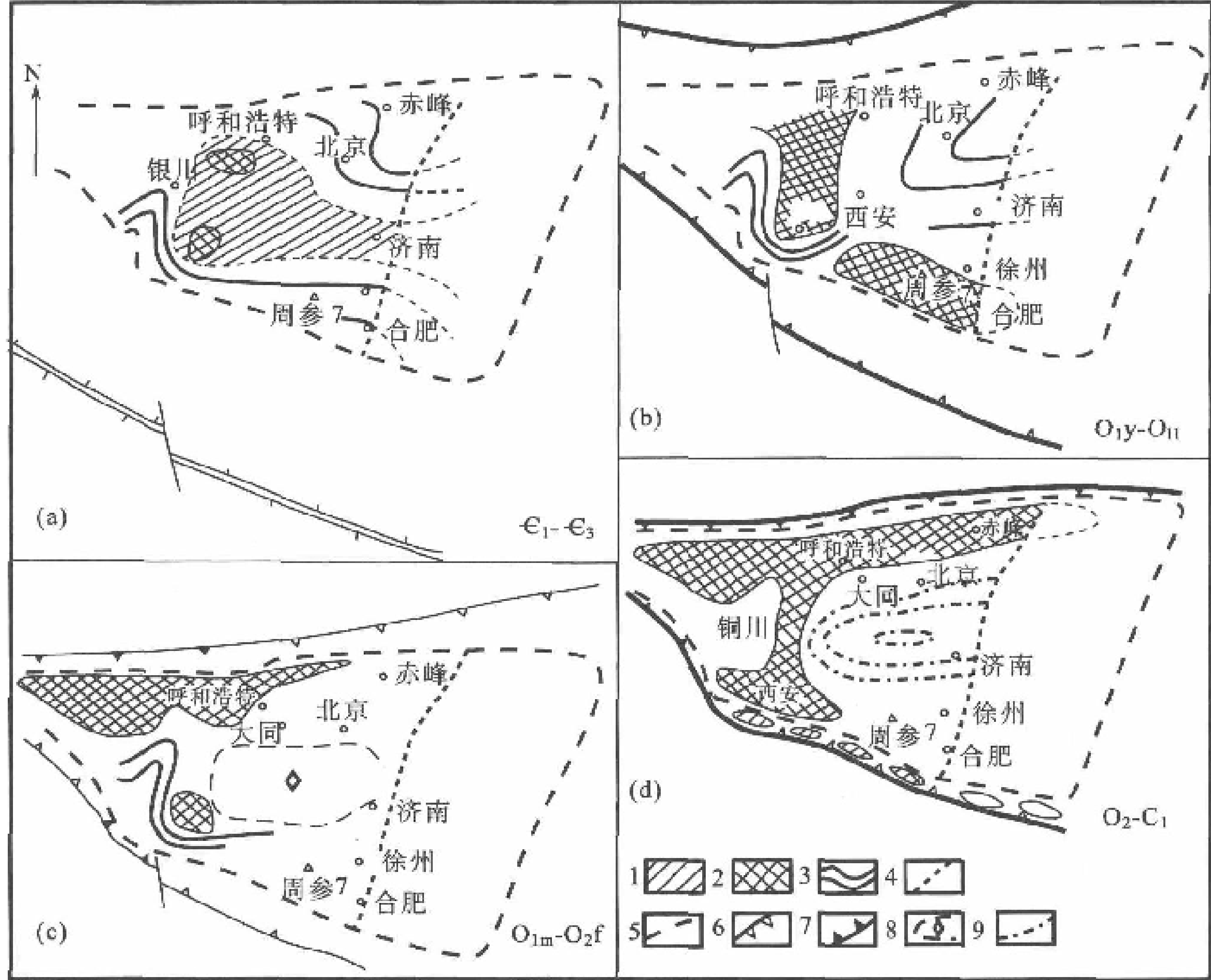


图 7-4　华北早古生代构造-沉积演化略图

（刘波等，1999）

（a）寒武纪时期（ϵ_1-ϵ_3）；（b）早奥陶世冶里-亮家山期（O_1y-O_1l）；（c）早奥陶世马家沟期至中奥陶世（O_1m-O_2）；（d）晚奥陶世至早石炭世（O_3-C_1）。1. ϵ_1 古陆区；2. 古陆区；3. 等厚线；4. 郯庐断裂位置；5. 大陆岩石圈范围；6. 古洋脊；7. 洋-陆板块边界；8. 含膏盐、白云岩分布区；9. 中奥陶统峰峰组残余等厚线

奥陶纪早期不仅继承了晚寒武世南高、北低的特点，而且东西差异明显，冶里-亮甲山期因洋壳俯冲导致海平面下降，海侵仅限于沿黄河的府谷-蒲城-黄陵-宝鸡一线以东，东南方向只到三门峡-确山一线以北，在华北中部和西南部形成广泛分布的不整合面和白云岩［图 7-4（b）］；马家沟期至中奥陶世［图 7-4（c）］，来自南、北方向的挤压导致以边缘上凸为特点的板块变形，在伴以全球海平面上升情况下导致轻度海平面上升，从而形成板块中部局限陆表海膏

盐沉积。马家沟期海侵范围最大，大部地区接受沉积，中部以白云岩、膏盐层发育为特点，周边地区为开阔海碳酸盐岩沉积；峰峰期海水向北东方向退出，河南鹤壁-安阳一线以南已未接受沉积。

中-晚奥陶世至早石炭世［图 7-4（d)］，华北台块因强烈地南、北挤压和全球海平面下降，导致华北整体呈鞍状抬升与长期不整合的发育，该不整合在北部和南部的侵蚀作用明显强于中部。除西南缘和东部的局部地区有沉积外，广大地区隆起剥蚀，直到中石炭世（东部）或晚石炭世（西部）才接受沉积，长期的风化剥蚀发育了著名的G层铝土页岩层。在华北台块整体隆起的同时，鄂尔多斯西缘的贺兰裂陷强烈活动，发育了较厚（3000m±）的中奥陶统复理石、上奥陶统碳酸盐岩和下中石炭统砂泥岩层，以贺兰南段为中心东支伸到渭北的耀县地区。

早石炭世海水局限于贺兰南段至祁连一带［图 4-12（a)］。中石炭世时期，以鄂尔多斯中央108°纬线为中心，海水由东西两个方向侵入，西海岸线在棋盘井-横山堡-环县南北一线；东部海域在神木-靖边-黄陵一线以东，分别形成滨海沼泽相羊虎沟组和海湾-潟湖相本溪组向中央地带的超覆沉积。晚石炭世则是一个南倾斜坡，由北而南-南东为河流相-滨海三角洲-潟湖相-滨浅海相［图 7-5（d）～（b)］。

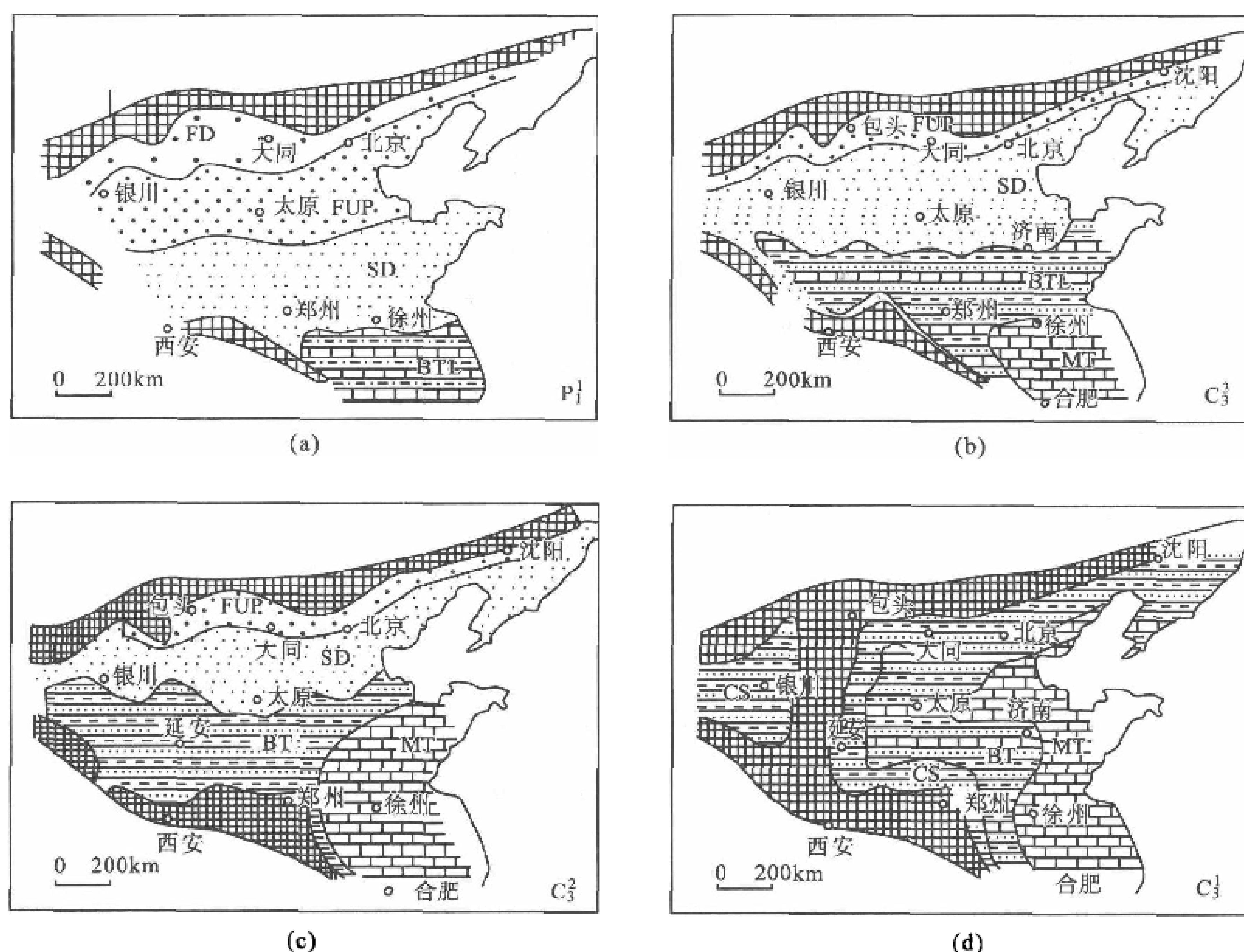


图 7-5　华北地区山西组和太原组不同层序地层单元的沉积格架

（林畅松等，1995）

FD. 河流相沉积组合；CS. 碎屑海岸沉积；FUP. 河流-上三角洲平原沉积组合；SD. 碎屑海岸-三角洲沉积；BTL. 下三角洲平原、潟湖海湾、潮坪沉积组合；MT. 滨海灰岩和潮坪沉积组合；BT. 潟湖海湾、泥质沉积和灰岩组合

二叠纪总体上由北向南由河湖沉积过渡为湖泊沼泽沉积。早二叠世是中晚石炭世古地理面貌的继续［图 7-5（a）］，山西期海侵主要局限于淮南地区，以沼泽相沉积为主，是重要的成煤、成油时期，二叠纪晚期则以河流沉积为主。

彭兆蒙和吴智平（2006）新近研究表明，早-中三叠世期间，华北板块内部基本继承了自晚海西以来的构造格局和沉积特点，是一个以河湖相稳定杂色砂泥岩沉积为主的大型内陆湖盆。从鄂尔多斯至渤海湾，沉积厚度自西向东、自南向北变厚；西部环县一带厚1100m，至山西沁水盆地厚 1200m，济源-伊川-洛阳一带厚达 2500m 以上，至豫东周口拗陷厚度也近千米；向北，在渤海湾地区，从冀北的下花园、承德至南部的临清-淄博一线均有分布，其西侧一般厚数百米，但局部可达 1792.5m（临清拗陷丘 4 井），东侧则分布零星（漆家福等，2003，图 7-6）。

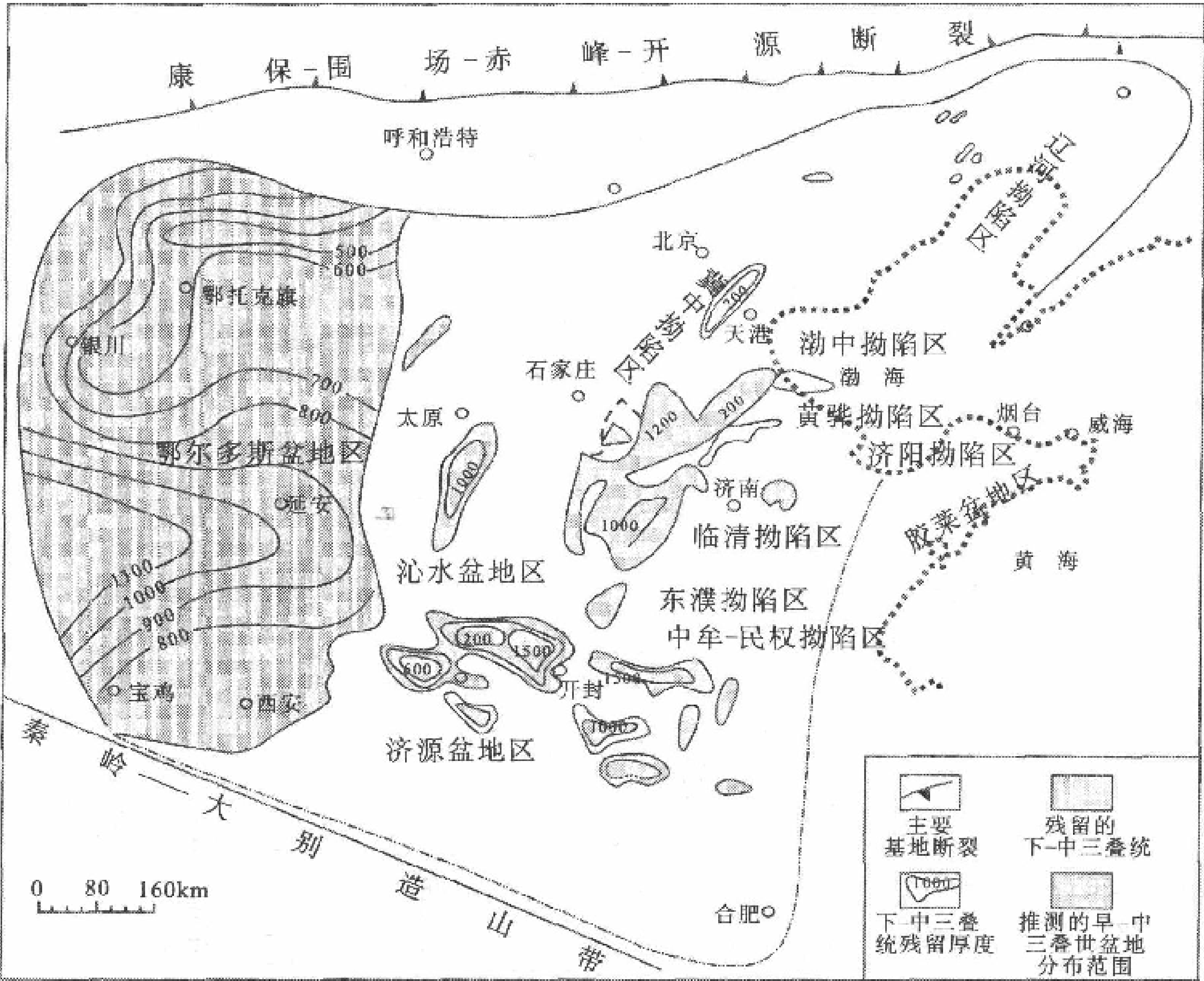


图 7-6 华北地区下、中三叠统残留地层厚度分布图

（彭兆蒙，2006；原图据漆家福等，2003）

晚三叠世开始的印支运动使华北台块北东部全面抬升，盆地向西部退缩，渤海湾地区全部缺失这一时期的沉积，同样情况也出现在鄂尔多斯盆地的西缘和北缘。西南部分仍为一个统一的大型沉积盆地，地层厚度有从东北向西南变厚的趋势，南部发育温暖潮湿气候条件下的河流-湖泊相沉积，一般厚度达 1000～1400m；西缘的石沟驿、华亭厚度可超过 2400m，向东可延伸到登封-开封以北，济源、义马地区厚度较大，可到 1700m 左右；向北至太原、沁水盆地厚

度为400～500m，至太行山以东完全以隆升剥蚀为主，造成先期沉积的下、中三叠统缺失，一些地区剥蚀深及古生界。

4. 块断活动时期（中-新生代）

侏罗纪起山西与北华北一起抬升，鄂尔多斯盆地逐步发育为一个西倾盆地，延安组东界在黄河一线，白垩纪时榆林-延安一线以东已成为剥蚀区。

中生代这种古地理格局既受到区域构造环境的控制，也与贺兰、燕山-太行和熊耳三个古裂陷的复活关系密切。早期，古裂陷主要表现为块断隆升，隆起前缘发育山前断陷-拗陷盆地，三个古裂陷围限形成一个大型鄂尔多斯-山西三叠纪陆内湖盆；晚期，三个古裂陷继续隆起并向前陆地带逆冲扩展，三者围限的鄂尔多斯盆地则成为三向收缩的盆地。因东缘和南缘抬升，侏罗纪-白垩纪盆地范围不断向西北方向收缩，收缩幅度东侧大于西侧，从而形成长轴近南北，西陡东缓的不对称盆地。此外，因密度大的鄂尔多斯地块向热膨胀隆升密度减小的古裂陷之下俯冲，导致后者一致向盆内逆冲，在鄂尔多斯周缘形成变形强烈的冲断带及前缘拗陷，当前缘逆冲遇到刚性较大的基底地块的阻挡时则形成反冲构造，如吕梁山西缘（见3.5.2节，图3-27至图3-32）。

新生代以来，中国东部陆块一致向东及东南方向伸展减薄，从而出现了一系列张性断陷盆地，伸展强烈的地段演化为陆内裂谷，典型的如渤海湾裂谷盆地、郯庐裂谷带，汾渭地堑也具有裂谷的许多特征，但不如前两个典型。不均衡的伸展也导致新生代以来一系列走滑剪切与拉分，这是环鄂尔多斯新生代地堑形成的重要原因（见7.1.7节）。

7.1.3 区域构造概述

中朝板块宛如一个横卧的“倒三角形”，展布在中国华北和朝鲜半岛北部。周边被不同性质的隆起环绕，内部则被一条NE向的隆起分割为东西两个大型盆地，鄂尔多斯盆地、大华北盆地分列于山西隆起的东西两侧。前者是一个中生代盆地，后者是一个新生代盆地，山西隆起则是一个由于古裂陷复活而形成的中-新生代陆内造山带。北部隆起绵延于内蒙南部的阿拉善、阴山（乌拉山-大青山）直至河北北部的张家口-承德-阜新一线，这是一个太古宙-元古宙隆起，继承性强，盖层零星分布，仅东段被大片侏罗纪-白垩纪的火山岩覆盖。南部隆起从甘肃龙首山起，在宁夏地区向北弯转形成贺兰山-香山隆起，向东经六盘山，切过渭河盆地的一部分延入小秦岭，经豫西熊耳山、嵩山直达徐州-淮南地区；其基底是古裂陷与板块被动边缘的叠合，震旦纪至早古生代时期虽也差异显著，但总体上是中朝板块拗陷幅度最大的地区；晚古生代局部隆起（如豫西一段），但大部分仍是中朝板块上沉陷幅度较大的地带；中-新生代时期又被不同方向、不同性质的盆地所分割。东部隆起是一个差异隆起带，既有龙岗-狼林（朝鲜）、鲁东、鲁西古隆起存在，又存在一系列不同时期的拗陷，如鞍山-抚顺早古生代、复州-旅大新元古代和平壤中元古代至古生代拗陷。

根据上述特征可将中朝板块主体分为八个构造单元：北部继承性隆起带、南部古裂陷带、东部差异隆起带、燕山-太行古裂陷带、鄂尔多斯盆地、北华北盆地、南华北盆地和中-新生代地堑系（图7-1，构造分区）。盆地部分的构造特征将分段介绍，隆起部分的基本特征概述如下。

1. 北缘继承性隆起带（图 7-1，I_1）

这是一个以隆起占优势的板块边缘，东段（张家口-承德-阜新）为冀北台隆，中段（张家口-包头）为内蒙古台隆（阴山地轴），西段为阿拉善台隆。中元古代时期被众多的裂陷槽所分割，大部缺失滹沱群、辽河群与蓟县系等中新元古代沉积。在古生代时期是一个非常稳定的南倾隆起。中-新生代东段受到环太平洋构造带的强烈改造。

冀北台隆：是一个太古代-古元古代隆起，长城-蓟县系及古生界盖层局部发育，大面积被侏罗纪-早白垩世火山岩所覆盖。

内蒙古-阿拉善台隆：亦是一个太古代-古元古代隆起，中元古代被渣尔泰、白云鄂博古裂陷分割，缺失古生界盖层，上叠中-新生代内陆湖盆。

2. 南部古裂陷带（图 7-1，I_2）

这是一个古裂陷与被动陆缘叠合的边缘沉降带，早期仍处于较为活动的状态，发育几个伸入台块内部的裂陷，晚期则为一个南倾斜坡，沉积厚度较大，碎屑成分较多。

古-中元古代早期，出现以熊耳群双模式火山岩为代表的裂陷，沉积厚度达 8000 余米；晋陕与贺兰裂陷均为伸入古陆内部的深海槽，代表克拉通发育初期较为活动的边缘构造特征。中新元古代在豫西地区仍残存两个 NWW 向沉积盆地，北部位于洛阳-驻马店，发育了 1500m 左右的砂页岩沉积（洛峪口群、汝阳群），南部位于卢氏-栾川境内，发育砂岩-白云岩组合，为局限台地沉积（栾川群、官道口群）。

震旦纪至三叠纪时期仍常常表现为拗陷状态，同时又是一条白垩纪至古近纪-新近纪的火山活动带。

3. 辽-鲁-朝鲜差异隆起带（图 7-1，I_3，Ⅲ）

这是一个以隆起为主的台块边缘。前寒武系广泛出露，朝鲜狼林隆起、辽东龙山隆起、鲁东隆起和鲁西的泰山隆起都是一些长期处于隆起状态的古陆块；自新元古代以来则是一个向东伸展减薄的陆缘，主要表现为有青白口纪与震旦纪深拗陷盆地发育，局部厚度达 7600m；古生代盖层与华北类似，晚古生代后期处于隆起状态；中-新生代时期，早期广泛出现火山型裂谷活动，晚期发育了下辽河-渤海湾裂谷盆地和北黄海断陷盆地。

1）朝鲜隆起

朝鲜半岛是一个以前寒武纪隆起为主的构造单元，由两条造山带将其分隔为三个克拉通地块，其上不同时代的上叠盆地发育。地块由北向南为：狼林地块（Nangrim）、京畿地块（Kyonggi）和岭南地块（Yongnam）。三个地块的基底都是由晚太古宙至早元古代（2.7～1.1Ga）的高级片麻岩和片岩组成，上覆中晚元古代片岩、石英岩、大理岩、钙硅质岩和角闪岩。Chough 等（2000）研究后认为，京畿地块原来是中国扬子地块的一部分，狼林和岭南地块隶属于华北地块（图 7-7）。

狼林地块位于半岛北半部（图 7-7），囊括了整个朝鲜，与韩国间被临津江带分隔。狼林地块北部，在熙川至狼林一带，是一个太古宙-古元古代隆起带，轴部为花岗岩穹隆，四周分布的结晶片岩与混合岩称狼林群（Ar_{2-3}），隆起东侧为巨厚的元古宙惠山-利源沉降带，其中虎川地区还有较厚的古生界发育，由虎川向东的清津一带活动性增强，可能是我国古冀蒙板块

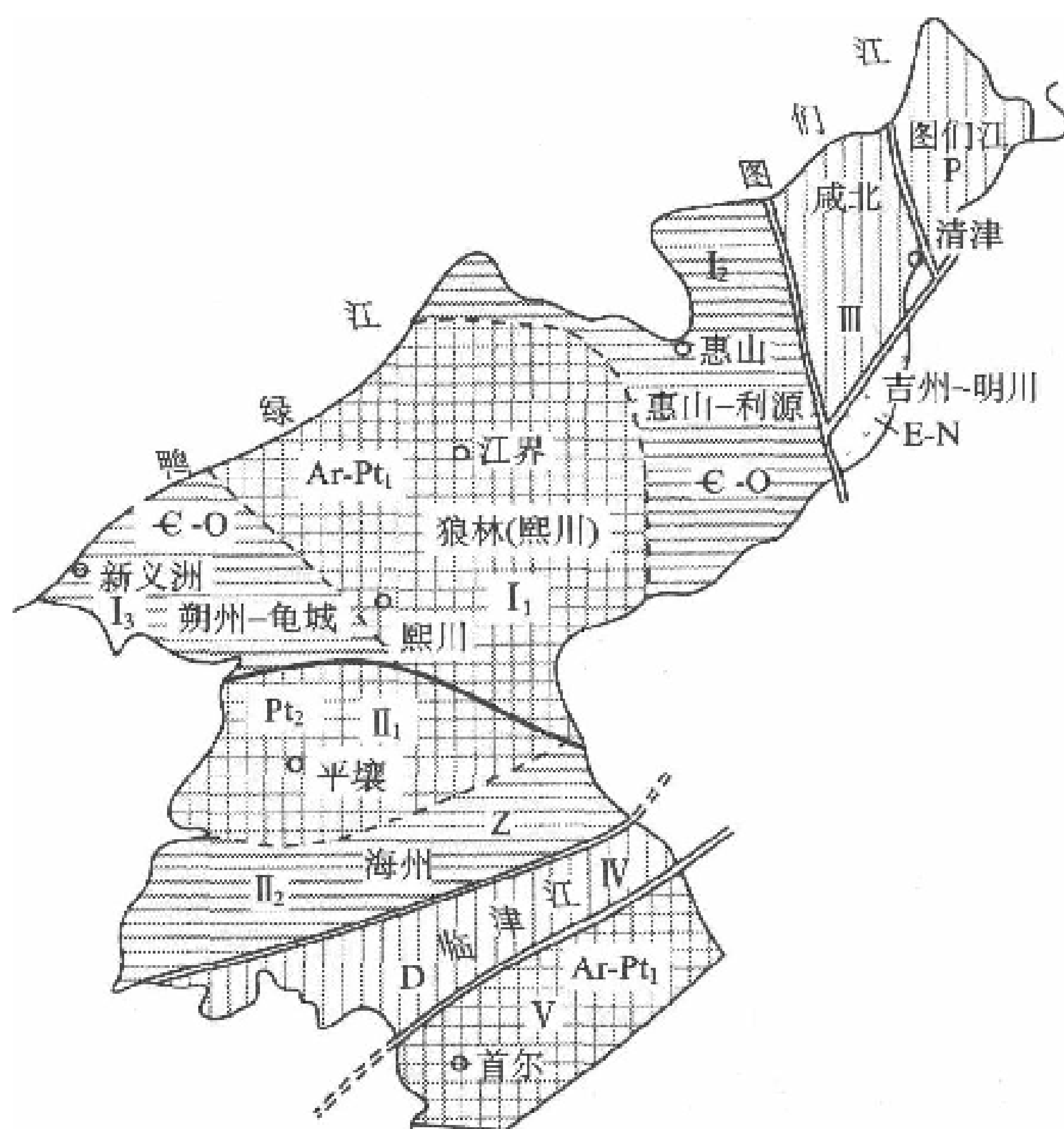


图 7-7 朝鲜构造简图

(1∶100 万朝鲜大地构造图说明书，1991)

Ⅰ. 狼林隆起：Ⅰ₁. 狼林穹隆、Ⅰ₂. 惠山-利源拗陷、Ⅰ₃. 朔州-龟城拗陷；Ⅱ. 平南裂陷：Ⅱ₁. 平壤中元古裂陷、Ⅱ₂. 海州震旦纪裂陷；Ⅲ. 咸北板块缝合带；Ⅳ. 临津江板块缝合带；Ⅴ. 京畿地块

结合带的东延部分（见 7.2.1 节）；隆起西侧的朔州-龟城一带为中-晚侏罗世上叠盆地及强烈活动的中生代花岗岩带。狼林地块南部，基底仍称太古宇狼林群，但中元古代到震旦纪强烈沉陷，有厚达 10 000m 的沉积盖层。其中平壤近东西一线是一个中元古代裂陷槽（直岘组、祠堂隅组）；海州东西一线为震旦纪裂陷（驹岘系），沉降幅度达万米以上。

2）辽东隆起（$Ⅰ_3^1$）

辽东隆起由东西向展布的两凸两凹组成，由北向南为铁岭-靖宇凸起、太子河-浑江拗陷、营口-宽甸凸起和复洲拗陷（图 7-1；辽宁地质志，1989）。隆起上主要为大面积分布的太古宇（鞍山群）和古元古界（辽河群）变质岩、混合花岗岩与混合岩，除局部存在中元古界沉积（铁岭东）外，无盖层沉积，但有大面积印支期花岗岩侵入，古近纪-新近纪时沿断裂形成强烈沉陷的浑河谷地。拗陷中以青白口系（永宁组、细河群）和震旦系（五行山群、金县群）厚度大为特征，并发育了与华北类似的古生界盖层。北部的太子河-浑江拗陷中新元古界较薄（>1000m），而且缺失震旦系上部沉积；南部复洲拗陷中新元古界厚达 4600～7600m，且印支运动影响强烈，地层普遍褶皱，并多具倒转样式，下部岩层常遭受板岩、石英岩类的浅变质。

3）鲁淮隆起（图 7-1，$Ⅰ_3^2$）

鲁淮隆起位于华北地块东南缘，由鲁西、鲁东和淮北三个相对孤立的隆起组成。鲁西隆起为一个以新太古界泰山群为核心的古隆起，其片理、片麻理走向 NW。古元古代时其西缘 NNW 向的古裂陷活动发育了由泥砂质和中性火山岩组成的济宁群；缺失古元古代晚期-中元

古代沉积；青白口系土门群仅发育在靠近郯庐断裂一侧；缺失震旦系和下寒武统沉积；古生界盖层围绕古隆起展布，故一般认为这是一个固结硬化较早的古陆核。

鲁东隆起由前寒武系和中新生界组成，缺失古生系；新太古界胶东群为火山沉积；古元古界粉子山群为巨厚的碎屑-碳酸盐岩建造和中基性火山沉积，二者均达角闪岩相-麻粒岩变质。震旦系蓬莱群分布在北部边缘，厚达4000多米；侏罗系-白垩系主要发育在胶莱盆地中，侏罗系为千米或数千米厚的砂页岩夹白云岩沉积；白垩系为厚数千米的中、酸性火山岩和正常碎屑岩沉积。区域构造方向为NE向和EW向。根据新资料显示，五连-威海断裂以南的原鲁东隆起东南部分可能是扬子板块的北缘隆起带（图8-11）。

淮北隆起的基底由太古宇五河群、霍丘群组成，上覆古元古界凤阳群和震旦系八公山群，性质与鲁西隆起类似，应是后者向南倾没部分，故古生界盖层发育。

4. 燕山-太行古裂陷带（图7-1，I_4）

长期以来其主体部分称为山西隆起，实际上这一名称既不能反映它的演化历史（古生代时期处于平静的准平原化状态），也不能反映它的范围。吕梁隆起虽是后来山西隆起的一部分，但两者差异是明显的，前者稳定于古元古代，区域上向南延伸过禹门口与渭北隆起带连接，故它应是鄂尔多斯这一古老地块的东部镶边，二者在古生代至中生代早期的演化完全一致，应是鄂尔多斯的一部分。真正的隆起应在汾河盆地以东，由太行、五台、迁西三个性质基本相同的隆起组成，五台群、滹沱群由南向北超覆，中元古裂陷槽由北向南伸入（图7-3），三者在古生代时同处于平静期，中-新生代又一致隆起，而且隆起性质相仿，主要为断块隆起，局部因基底杂岩上拱而形成挤压构造，故原山西隆起可改称为燕山-太行（燕太）隆起，这才是控制中-新生代东西两大盆地的杠杆。

7.1.4 北华北台块与渤海湾盆地（图7-1，I_6）

一般讲的北华北是指现今的盆地而言，介于黄河断裂以北的太行山、郯庐断裂之间，包括下辽河平原、渤海与广袤的华北平原。根据磁异常特征（图7-2），北华北可能为一古老的陆块，以泰山群为代表的鲁西隆起应是这一地块基底隆起部分。新生代盆地主体奠基在地块之上，北延的下辽河拗陷则叠加在燕山古裂陷之上。

1. 基底构造特征

自中-新生代以来北华北地区是一个明显的地幔隆起区，边界大致沿岩石圈厚80km圈定（图7-8），向西岩石圈厚度逐渐增加到80～140km；地壳厚度相应可按34km圈定；同时也是一个区域热流异常区，壳幔隆起区热流值为1.6～2.0HFU，邻近地区随着岩石圈增厚，热流值迅速下降到1.6～0.72HFU（图7-9）。

根据岩石圈的起伏，可进一步划分为三个局部隆起带：冀中隆起，岩石圈厚度60～70km，地壳厚度≤32m，热流值≥1.8HFU；黄骅隆起，岩石圈厚度50（黄骅）～60km（濮阳），地壳厚度28～30km，热流值≥2.0～2.2HFU；渤海隆起，岩石圈厚度50km，地壳厚度28km，热流值2.0HFU±（图7-8至图7-10）。其间的地幔拗陷区，岩石圈厚度可以80km圈定，地壳厚度可以34～36km圈定，热流值为1.4～1.8HFU。这一隆凹相间的构造格局形成于中生代，中生界沉积局限于壳幔隆起边缘；古近纪时期隆起区逐渐沉陷，壳幔拗陷区逐渐隆起；新近纪至第四纪北华北地块全面沉降，形成今日所见的华北平原与渤海。这表明中生代是岩石圈块断阶段，岩石圈强烈伸展减薄在古近纪-新近纪-第四纪。

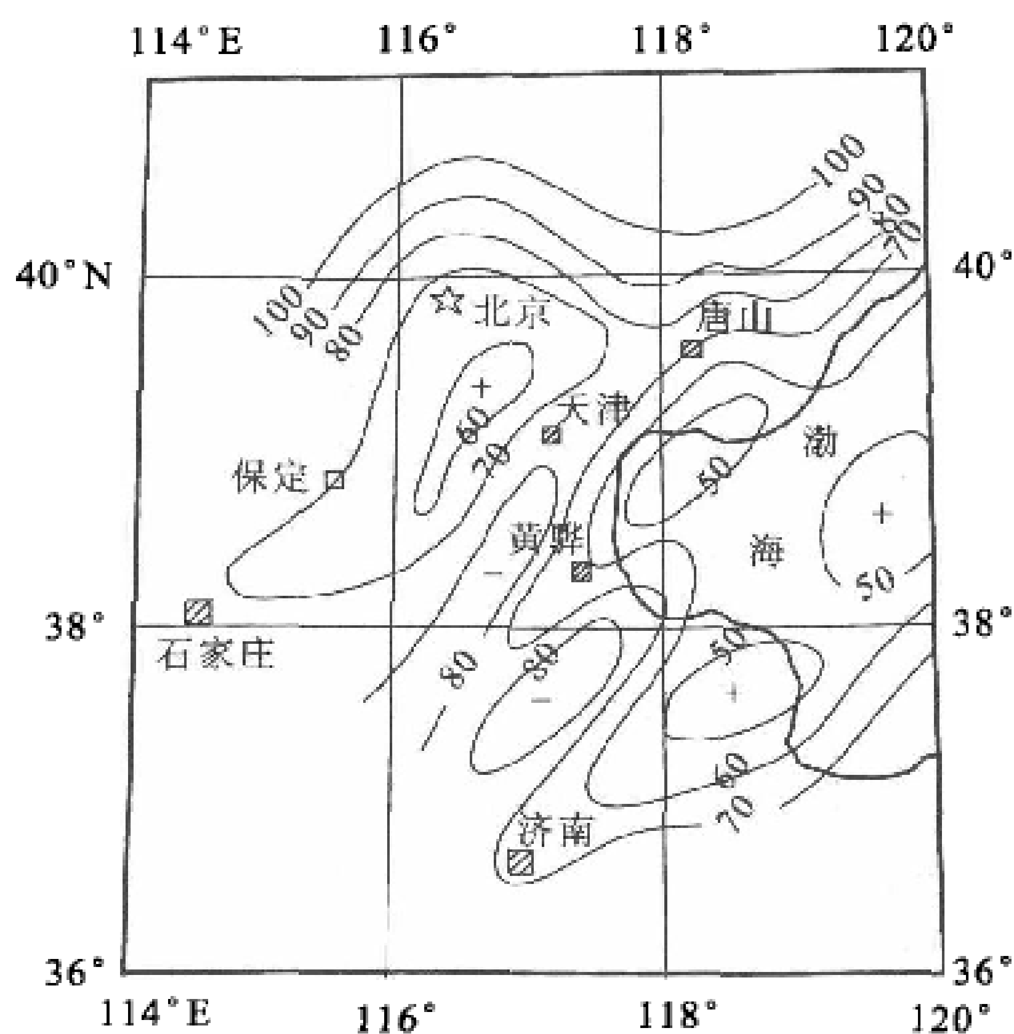


图 7-8　华北北部及邻区岩石圈厚度图
（杨华，1991，据上地幔高导层顶面埋藏深度编绘，单位：km）

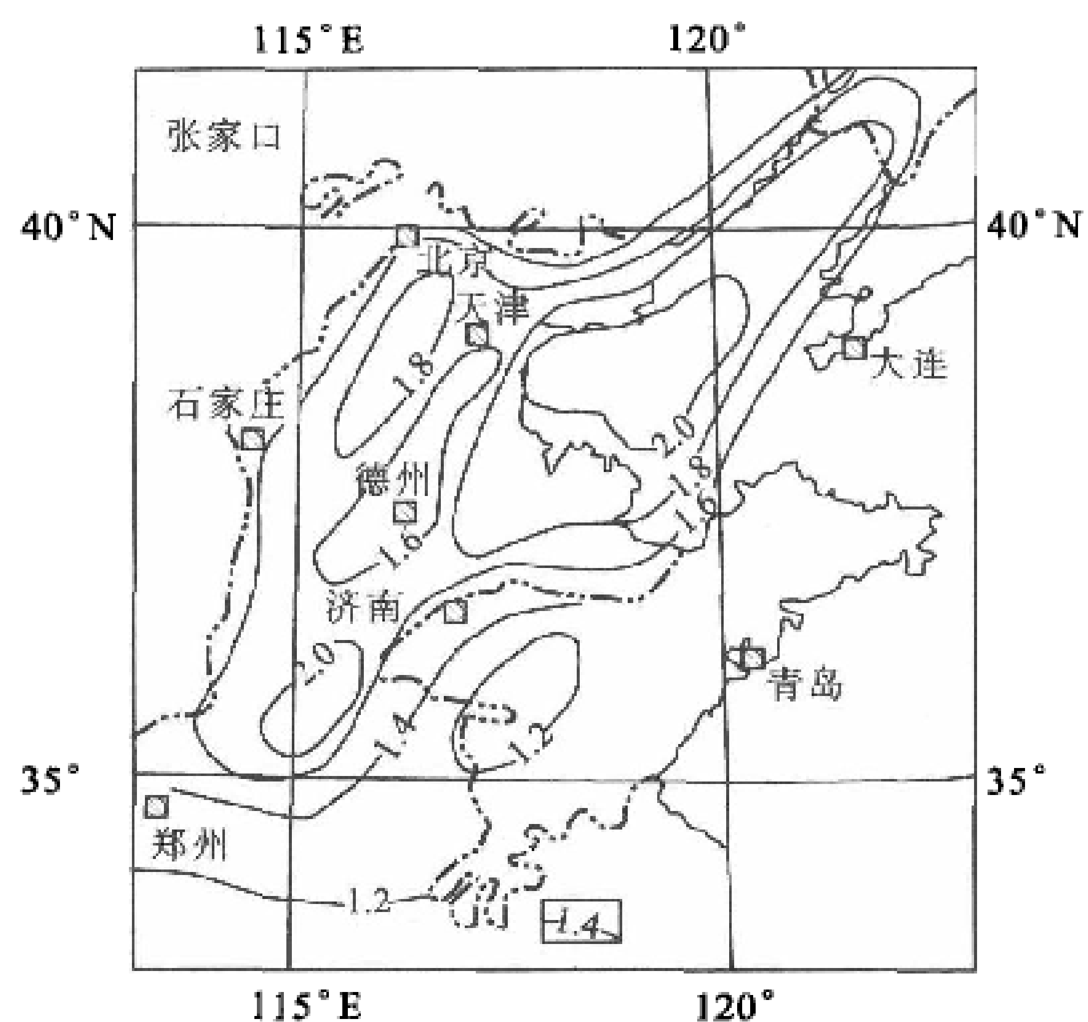


图 7-9　华北地区大地热流值分布图
（马杏垣等，1987；张恺，1995）

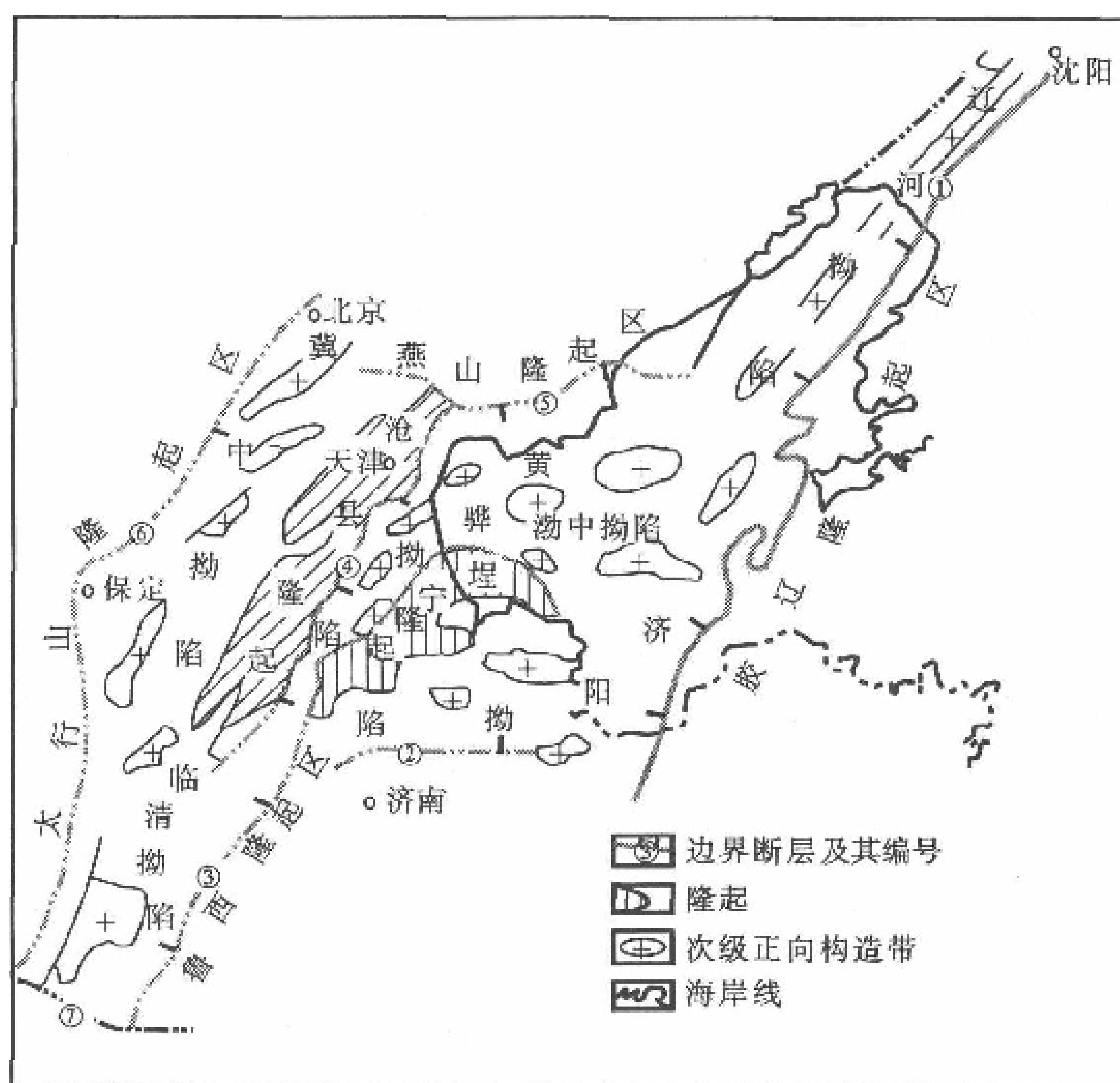


图 7-10　渤海湾盆地区域构造图
（石油勘探开发设计院，1978）

2. 构造演化

早古生代时期区内是一个起伏很小的陆表海，晚古生代早期为东倾斜坡（C_3^3 以前），以台地相碳酸盐岩沉积为主；晚期为一南倾斜坡（C_3^3-P），接受河流相到近海三角洲沉积；中生代以隆起为主，局部发育断陷盆地沉积。

从古近纪-新近纪开始发育为一个大型裂谷盆地。古近系为巨厚的河湖相碎屑岩，夹玄武岩及少量油页岩、蒸发岩；新近系主要为河湖相碎屑岩；地表多被第四系覆盖。NNE 向断裂发育，构成垒堑相间的构造格局。大致经历了张裂、沉降、间歇、扩张、萎缩等阶段，于新近纪整体下沉，形成统一盆地。

盆地发育早期（E_2）的孔店组是一套河流沉积-浅到半深湖-膏盐湖沉积，沉积受边界断裂控制明显，如太行山东麓，鲁西隆起北及沧东隆起东沉积最发育，伴随着张裂下降有普遍的中基性火山岩喷发，如济阳拗陷的潍北拗陷、下辽河拗陷都有厚层玄武岩（>1000m）；始新世（E_2）晚期抬升明显。中期（E_2-E_3）的沙河街组代表全面沉降时期，由下而上，沙四段至沙三段为湖盆不断加深的时期，于中部发育了盆地主力生油层；沙二段为湖盆抬升河流三角洲为主的沉积时期；沙一段为湖盆扩张，稳定沉降时期。晚期 E_3 的东营组是在隆起背景下的沉积，以三角洲及河流沉积为主，晚期抬升，普遍不整合于新近纪拗陷型盆地沉积之下，后者下部为砂砾岩（馆陶组），上部为辫状河、低弯度河沉积的砂泥岩互层（明化镇组）。

3. 区域构造

盆地被隆起带环绕，后者的山前断裂就构成北华北盆地的边界，所以盆地边界正断层就围绕隆起带弯转（总体走向 NE），不像是由于不同方向应力场叠加所致。例如，西侧的太行山东麓断裂（图 7-10，⑥）和北侧的宝砥-昌黎断裂（图 7-10，⑤）分别平行于太行山、燕山隆起带，因而断裂走向从 NNE 向转变到近 EW 向；东侧的郯庐断裂（图 7-10，①）呈 NNE 向平行于胶辽隆起；东南侧的埕西断裂-聊兰断裂（图 7-10，③）从东西向弯转为 NNE 向环绕鲁西隆起；南界的黄河断裂（图 7-10，⑦）应是南侧的嵩山-太康-徐州隆起的前缘边界。这些隆起都是一些古老的基底构造，自古近纪-新近纪以来复活上隆，导致其间围限地带下沉。

沧县、埕宁两个盆内隆起将盆地分割为六个拗陷。隆起上大面积缺失古近系，同时它们又与拗陷一起被新近系和第四系所覆盖，所以这些盆内隆起才是真正的古近纪隆起。盆地轴部的拗陷多呈对称型地堑构造，如渤中拗陷-黄骅拗陷多为这种构造样式，南延的临清拗陷轴部的文留油田也是一个典型的对称地堑；这应是北华北裂谷分裂轴的位置，中央陷落最深，两侧对称地向中央呈阶梯式下降。而边缘地带（冀中拗陷、济阳拗陷）盆地的构造样式多为单断型的半地堑掀斜构造，与轴部盆地的构造样式明显不同。沧县隆起、埕宁隆起的主边界断裂（沧东断裂，图 7-10，④；埕北断裂图 7-10，③北段）只发育在靠近轴部一侧，也是这种成因机制的反映。新近纪-第四纪时期，轴部拗陷比周边盆地沉降幅度大，也与上述成因机制相符。冀中、濮阳、辽河拗陷中均大部缺失中生界，古近、新近系直接覆盖在古生界或前震旦系之上，尤以冀中拗陷为代表，发育基底隆起构成的古潜山，是一种特殊的储油构造，这应是基底抬起较高的反映；济阳拗陷中虽有中生界，但亦发育前震旦纪古隆起，这都反映晚期其轴部下沉幅度大而两侧相对隆起；古近纪时期正好相反，轴部下沉幅度小，两侧大。由沉积等厚图（张恺等，1990）所反映的这些古构造特征说明，沿渤中-黄骅-濮阳一线，古近纪时期为地幔隆起的

位置，晚期则是拗陷轴，相应的沉积作用、构造样式都曾发生早、晚两次转型，从而构成各个油气田油气聚集特征的差异。

4. 成因机制

根据表 7-1，漆家福等（2004）总结的渤海湾盆地中-新生代应力应变，可将区内应变作如下归纳：中下三叠统的近 EW 向变形是华北、华南板块印支早期陆内俯冲的远程效应。晚三叠世到早白垩世是燕山-太行裂陷在中生代的复活，早期（T_3-J_1）表现为隆起，本身呈现为拉张及强烈岩浆活动，处于隆起边缘的渤海湾地区为其前缘冲断挤压带；中期（J_2-K_1）燕山-太行带为隆起鼎盛时期，并向 NW、SE 两个方向扩展，这是燕山地区挤压变形的主构造期。渤海湾地区早期（J_{1-2}）呈现为挤压状态，后期（J_3-K_1）则发生引张和岩浆活动，是渤海湾地区裂陷下沉的主要时期；晚期（K_2-E_1）是区域上岩石圈垮塌和伸展减薄时期，并伴随着过碱性花岗岩的侵入，在渤海湾地区则是玄武岩喷发和裂陷下沉的主要时期。始新世末起，太平洋板块向亚洲大陆的俯冲方向由早期的 NNW 突变为 NWW（至近 EW）（图 11-2），郯庐断裂由早期的左旋剪切转变为右旋，渤海湾地区全面拗陷并表现为向东伸展和右旋剪切。

表 7-1　渤海湾盆地基岩地层构造变形事件（漆家福等，2004）

变形序列	代表性变形	应力体制	发生时间
D_7	郯庐断裂带等 NNE 向右行走滑	NE/SW 右旋剪切	E_3-N_1
D_6	古近系充填断陷盆地、基性火山岩、NE-NNE 向正断层与 NW 向伸展断层	NWW-SEE 向引张	E_2-E_3
D_5	区域性隆起、上白垩统下伏不整合面、古近系下伏不整合面	热隆升	K_2-E_1
D_4	J_3-K_1 充填的断陷盆地、中基性火山岩、NE-NNE 向正断层与 NW 向伸展断层	NW-SE 向引张	J_3-K_1
D_3	J_1-J_2 发育并卷入 NE-NNE 向褶皱、逆掩；J_3-K_1 下伏不整合面	NWW 向挤压	J_1-J_2
D_2	T_{1-2}及下伏地层发育的 NNE-NE 向褶皱、J_{1-2}下伏不整合面	NWW 向挤压	T_3 末-J_1 初
D_1	T_{1-2}及下伏地层发育近 EW 向褶皱、NW 向褶皱和逆掩断层等、T_3 下伏不整合面，普遍缺失 T_3	近 SN 向挤压	T_2 末-T_3

孙冬胜等（2004）以冀中盆地为例，把盆地的伸展划分为三个时期：①热力伸展（J_3-K_1），他们认为这与太行山隆起而发育的前缘犁式断裂有关，是保定拗陷形成的主要原因；②区域应力伸展（E），形成该区东部的一些拗陷；③重力伸展（E/N 古近-新近纪间），区域不均衡隆升导致饶阳拗陷南部发生大型重力滑覆构造。

7.1.5　南华北盆地（图 7-1，Ⅰ$_7$）

南华北盆地指郑州-商丘一线以南，大别山以北的华北平原南部地带，由于基底性质不同，它与狭义的华北盆地或称渤海湾盆地是性质不同的两类盆地。图 7-11 是南华北盆地的现今构造图，大致反映了基底构造轮廓。确山-合肥断裂（图 7-11，F_4）实际上是北秦岭洛南-栾川断裂（图 8-2，LF_1）的东延部分，这是北秦岭构造带的北部边界，所以信阳-合肥拗陷的主体是叠加在北秦岭造山带之上；蚌埠-霍丘隆起的主体应是华北台块南部被动陆缘之上的一个隆起，隆起以北的周口拗陷就完全奠基在克拉通台块之上，其古生代沉积与平顶山地区应该一致；横亘于盆地北缘的太康-淮北隆起将嵩山、徐州两个高断块连接起来，标志这里可能曾经出现过

一个东西向延伸的古隆起，时代大约在古元古代；北侧的开封拗陷发育在华北地块之上，但又不属于渤海湾裂谷盆地，而是太康隆起前缘拗陷盆地，故在石油勘探的盆地划分中将其归并在南华北盆地中。

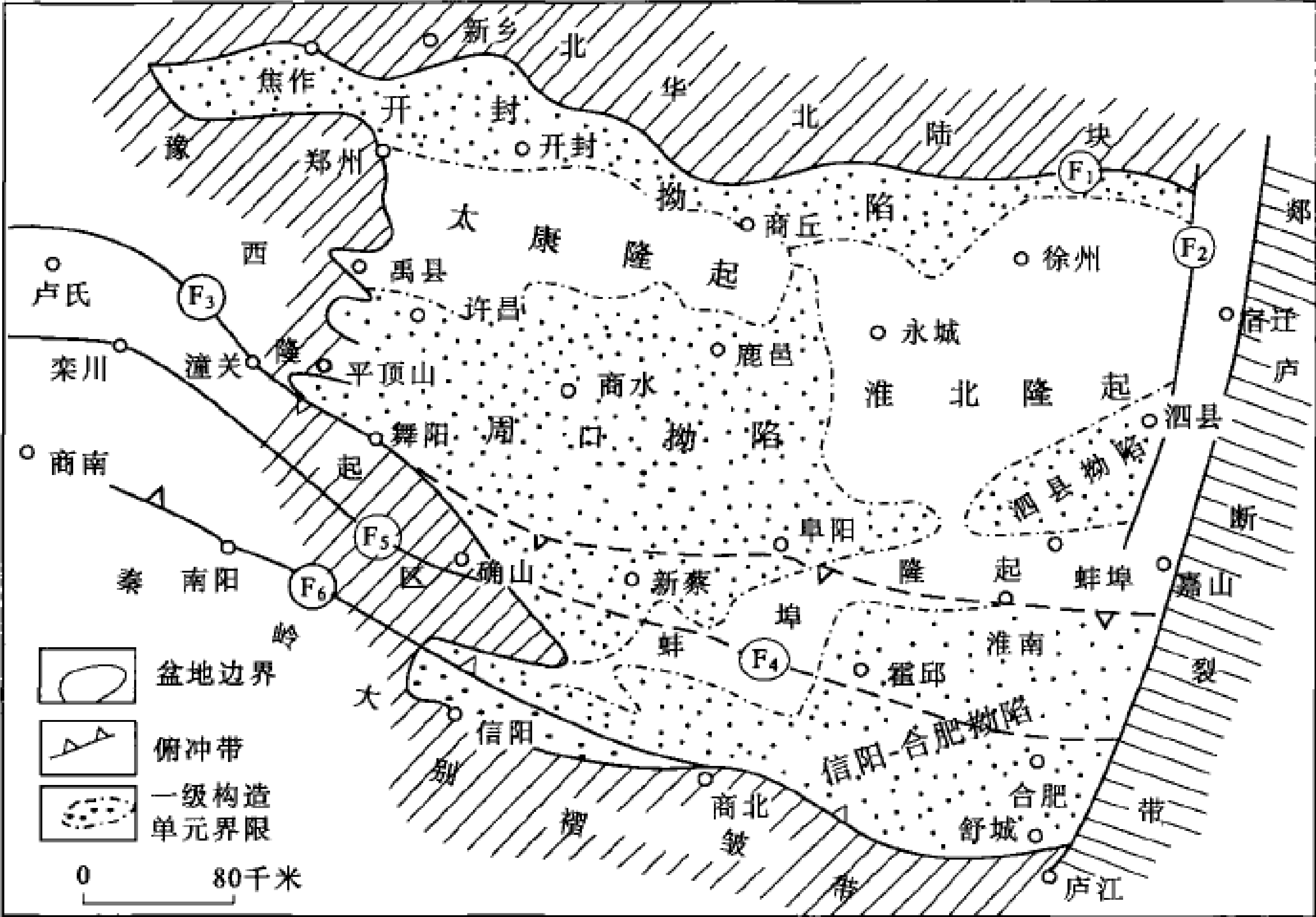


图 7-11　南华北盆地构造图

（王定一等，1990）

F_1. 黄河断裂；F_2. 郯庐断裂；F_3. 鲁山-舞阳-阜阳-淮南断裂；F_4. 确山-合肥断裂；

F_5. 洛南-栾川断裂；F_6. 南阳-信阳-舒城断裂

根据基底结构，可将盆地划分为三种类型。合肥前陆盆地，它是伴随着大别山前陆逆冲带的发育而形成的挠曲变形盆地，大别山高压榴辉岩的时代多主张为 221～232Ma，随着逆冲带的发育，盆地中-晚侏罗世-早白垩世火山活动强烈，有三个喷发旋回，每个旋回都从安山质熔岩开始，以英安斑岩或流纹岩结束，上覆粗粒磨拉石沉积，活动强度由南向北减弱，主要集中于信阳-舒城断裂下盘；在确山-合肥断裂西段下盘的汝南拗陷中火山岩也极为发育，在周 17 井中钻遇 1744m 厚，下部为安山岩（1152m），上部为 592m 厚的玄武岩。周口断陷盆地发育在华北台块南部边缘之上，后期持续地向南伸展减薄，形成方向各异、幅度不同的断块差异升降盆地，其南界的北倾逆断层应是大别山前缘冲断系中的远端反冲断层，并非反映盆地本身有南北向挤压应力存在。开封山前拗陷发育在太康隆起北缘，以焦作-商丘（黄河）断裂为北界，该断裂南北岩相、厚度差异明显，断裂以北中生界和古近、新近系构造走向北北东，显系渤海湾裂谷盆地范畴；断裂以南则呈北西西走向，故盆地应属隆起前缘拗陷盆地。

盆内隆起均是由古生界和前寒武系组成的基底隆起，新近纪之前剥蚀强烈，周参 1 井钻遇中下侏罗统黑色砂泥岩直接覆盖在太古宙花岗片麻岩之上，只淮北永城一带保留有厚度较大的石炭-二叠系。除蚌埠隆起上有下三叠统沉积外，其余地区均无三叠系、侏罗系和白垩系沉积，2000m 厚的古近系红色砂泥岩沉积局限于隆起上的一些零星上叠盆地中。

盆地沉降开始于侏罗纪（图 7-12），下侏罗统为一套河湖沼泽相含煤层系，中侏罗统岩性变粗，煤系消失；上侏罗统为一套火山磨拉石建造，主要发育在合肥拗陷中。下白垩统在周口拗陷为一套厚达 3000～7000m 湖泊相砂泥岩沉积，其中暗色泥岩发育，有机质丰富，生油条件较好；合肥拗陷中下白垩统为一套棕红色砂泥岩互层，商城-潢川一带主要是安山质火山岩及其凝灰岩。上白垩统仅发育在信阳拗陷中，为红色磨拉石沉积。古近系普遍发育，为砖红色砂砾岩夹泥岩、页岩沉积，在周口拗陷中局部可厚达 3000～7000m，其中暗色泥岩可厚达 150～450m，也是良好的生油岩层，在商沈断裂［图 7-12 中（1）断裂的一段］下盘的潭庄拗陷中夹有六层总厚 295m 的玄武岩；新近纪-第四纪盆地全面下沉，发育一套广覆式河流-冲积平原相沉积，沉积中心位于周口镇，最大厚度 2000m。

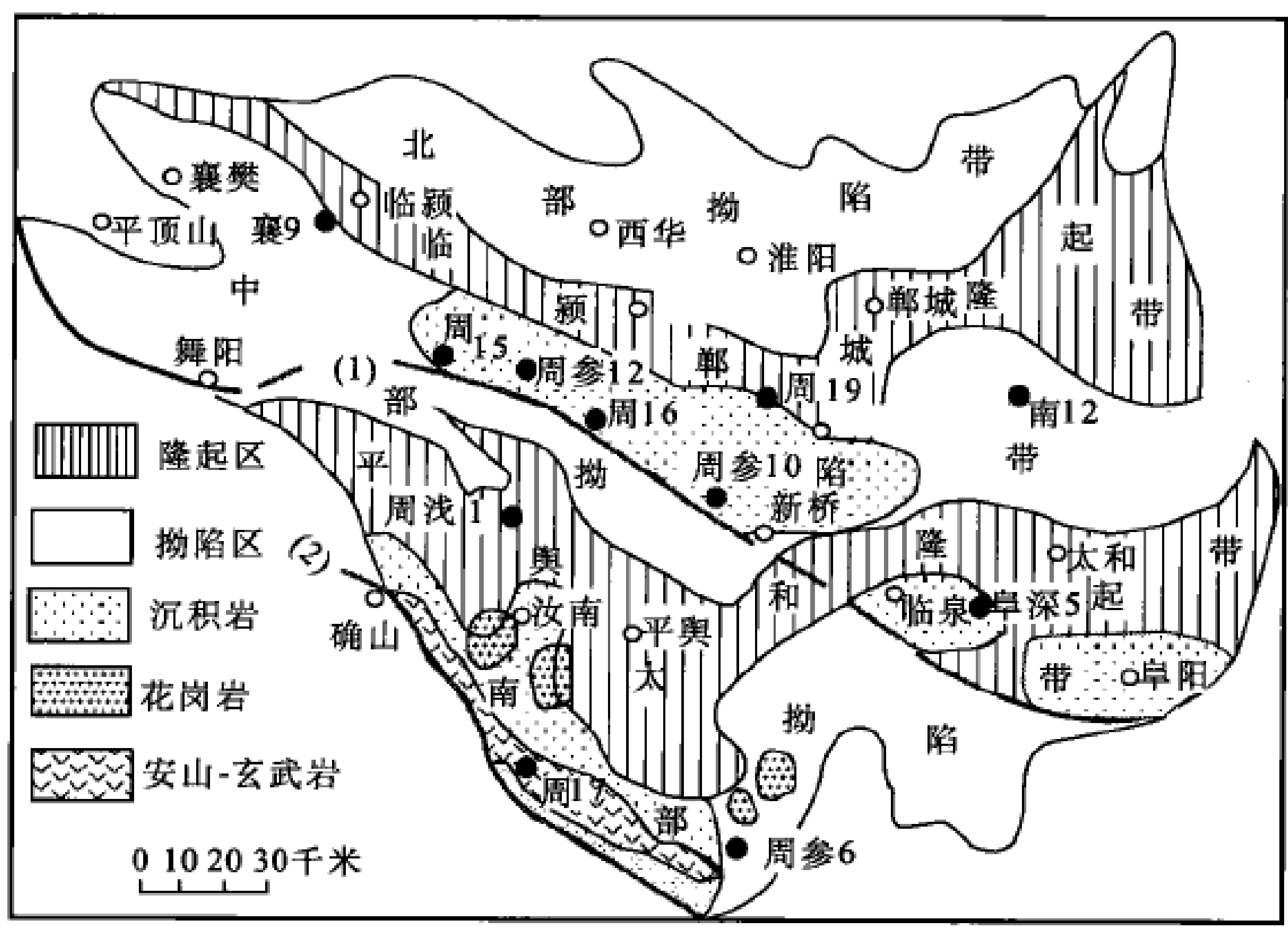


图 7-12　周口拗陷晚侏罗世-早白垩世拗陷分布示意图

（王定一等，1991）

（1）潼关-鲁山-阜阳-淮南断裂带中的舞阳-阜阳段；（2）卢氏-确山-合肥断裂带中的确山段

与南华北盆地主体不同的是，奠基在华北地块之上的开封拗陷沉降开始较早，上三叠统在其西段的济阳拗陷中厚达 3000m，且有海相夹层，显然应与鄂尔多斯盆地南缘贯通；东段未发现可靠的中生代地层，主要沉陷在古近纪，开封以东可厚达 3000～5000m，并有半深湖相沉积，已见少量原油。

7.1.6　鄂尔多斯地块与鄂尔多斯盆地（图 7-1，I_5）

鄂尔多斯盆地发育在一个完整的地块之上，后者是华北台块中一个轮廓清晰且非常稳定的克拉通地块。突出地表现在四周被相互断续连接的新生代地堑系所围限，地堑与地块之间常有逆冲隆起带，故一些地段其构造边界就有些模糊。其南界和东界为汾渭-大同-静乐地堑，北界为河套地堑，西界为银川地堑，西南界六盘山地堑；相应地南、北及东西边缘均为逆冲隆起带（图 3-27 至图 3-32）。其稳定性表现在除东缘外，地块内平缓变化的重磁场与周边地区的线状重磁场形成鲜明对照，平缓变化的地壳厚度、岩石圈厚度与地温梯度等都表明其构造变动比较平静。盆地在古生代时期一直是一个克拉通台盆，早期为厚度不大的滨浅海台地相沉积，晚期

为河湖相沉积；中生代为一个统一的大型山前拗陷盆地；新生代整体隆起、整体升降，掀斜特征明显，内部拗陷和隆起的继承性强，这些特征表明，鄂尔多斯盆地是我国最典型的克拉通台盆。

1. 基底构造

地块内区域布格重力异常明显地近南北走向，且由东向西单调下降，梯度仅为 0.7mGal/km；地壳厚度相应地从东部的 40km 缓慢地增加到西部的 43km；地壳结构简单，上、中、下地壳平行展布，上地幔高导层埋深 110km，而且几乎没有地震；但周边地堑的 Moho 面往往抬升 3～6km，且中地壳内发育有低速高导层，上地幔高导层隆升到 80～90km，相应地热流值升高，且是强地震活动带。

现有研究成果表明，现存的地壳结构特征是中-新生代以来形成的，古构造则反映在航磁异常图上（图 7-2）。区域磁场呈 NE 走向、正负相间、变化平缓的三隆二拗。三个隆起可能均是太古宙隆起，鄂尔多斯隆起的基底由太古宙桑干群组成，延安隆起在吕梁山地区出露有太古宇界河口群，临汾隆起在韩城-河津一带出露有太古宇涑水群、绛县群（图 1-5），这都是一些古老的变质杂岩，相对区内后太古宙沉积其磁化率要高得多，故形成三条正磁异常带。其南部负异常带（陕西岐山至山西介休）业已证实为一中元古代古裂陷（图 7-11）。这些资料反映，中元古代时地块被南北两条古裂陷斜穿，中元古代后，古裂陷活动减弱，新元古代才转变为一个统一的稳定隆起地块，开始了古生界盖层的发育。

2. 构造演化

鄂尔多斯地块南临秦祁海槽，受活动海槽影响，西南缘因古裂陷在古生代时期多次活动，从而使这一地区的古地理面貌与华北总体差异明显，大致可划分为三个演化阶段：

1）台盆发育的早期阶段（Z-Pz_1）

贺兰古裂陷沿贺兰-海原一线发育，中元古界在北部称黄旗口群、王全口群，为厚 500～300m的白云岩与滨海碎屑岩；向南加厚，南部海原群中、下亚群片岩、大理岩、中基性火山岩厚 5000m；晋陕裂陷沿岐山-彬县-宜川一线发育，其东段的中元古界汉高山砂岩中含有陆相火山岩，而彬县一带据地震资料中元古界厚达 3000m 以上（图 7-13）；熊耳裂陷位置在豫陕晋三省交界处，主要特征是下部为 8000 余米的熊耳群火山岩，上部为巨厚的云梦山组滨浅海沉积。晋宁运动后，三个裂陷槽与华北地块一起隆起，从而大部缺失青白口系和震旦系沉积，仅在贺兰裂陷南端的南华山一带仍存在 3000 余米厚的新元古界（海原群上亚群），震旦系冰碛明显受三个裂陷控制，仅分布在鄂尔多斯西南边缘的一个窄带内。

早古生代时期，华北地块上为岩相厚度均一的陆表海沉积，与华北主体不同的是，早寒武世早期，当华北处于隆起状态时，鄂尔多斯西南缘接受沉积，其北部界线约在洛南-礼泉-平凉-银川一线；早奥陶世早期当华北东部接受海侵时，鄂尔多斯大部处于隆起状态，海域西界约在准噶尔旗-大宁-乡宁南北一线，至马家沟期全区才接受沉积；中-晚奥陶世（平凉期-背锅山期）当华北总体隆起时，鄂尔多斯西南缘曾一度强烈沉陷，海域东界在桌子山-定边-正宁-宜君一线（图 7-4）。这些特征显然都与贺兰裂陷时升时降的活动有关。例如，南贺兰山、香山与中宁一带下古生界为一套轻变质的类复理石建造，夹中基性火山岩与碳酸盐岩，厚达万米以上；向北地形急剧抬升，北段除苏峪口以南的中奥陶统中有复理石建造外，其余地方的沉积与华北地块

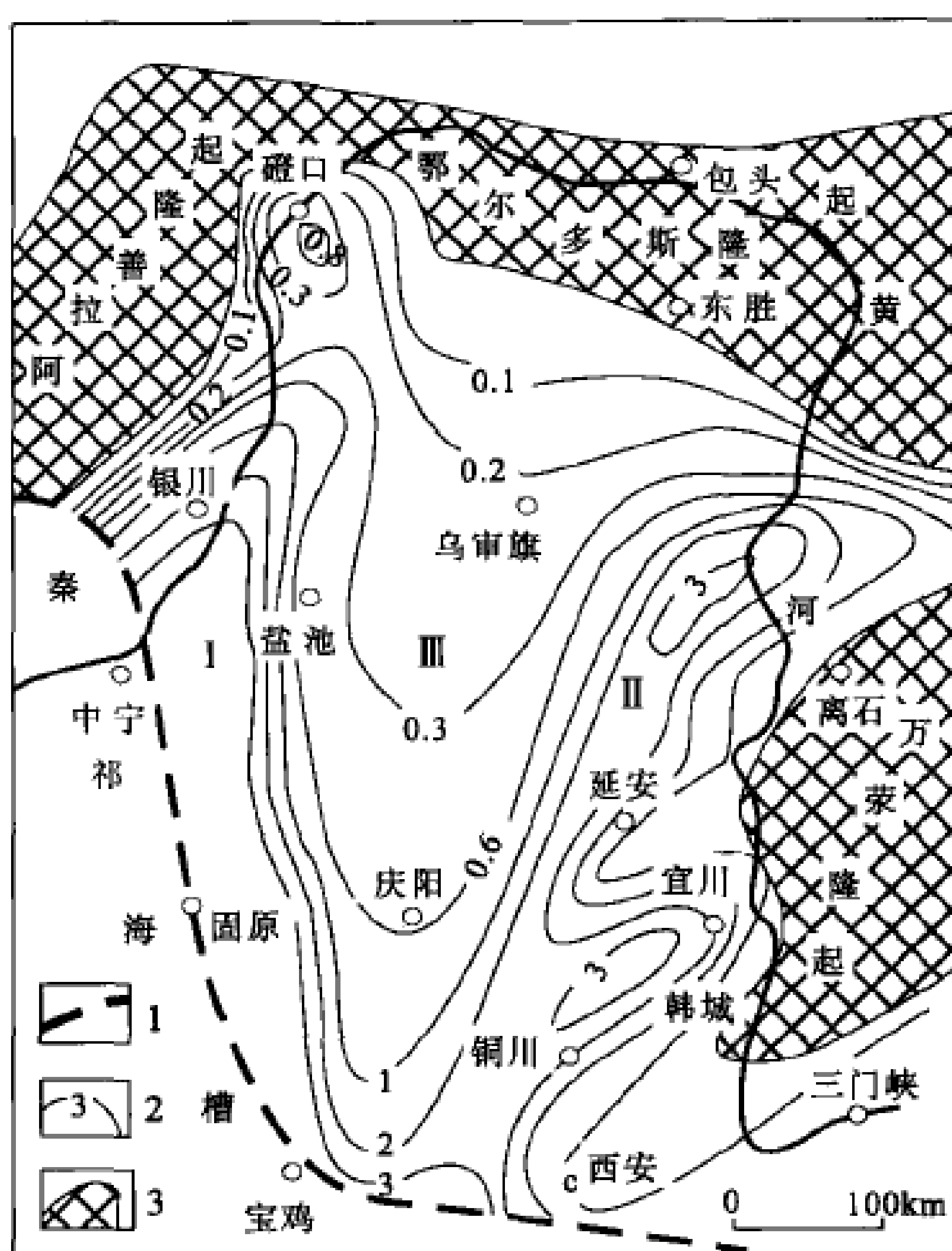


图 7-13　鄂尔多斯中元古代构造图

（马宗晋等，2000）

Ⅰ. 贺兰古裂陷；Ⅱ. 彬县（晋陕）古裂陷；Ⅲ. 水下隆起。1. 海槽边界；2. 中元古界等厚线（km）；3. 古陆

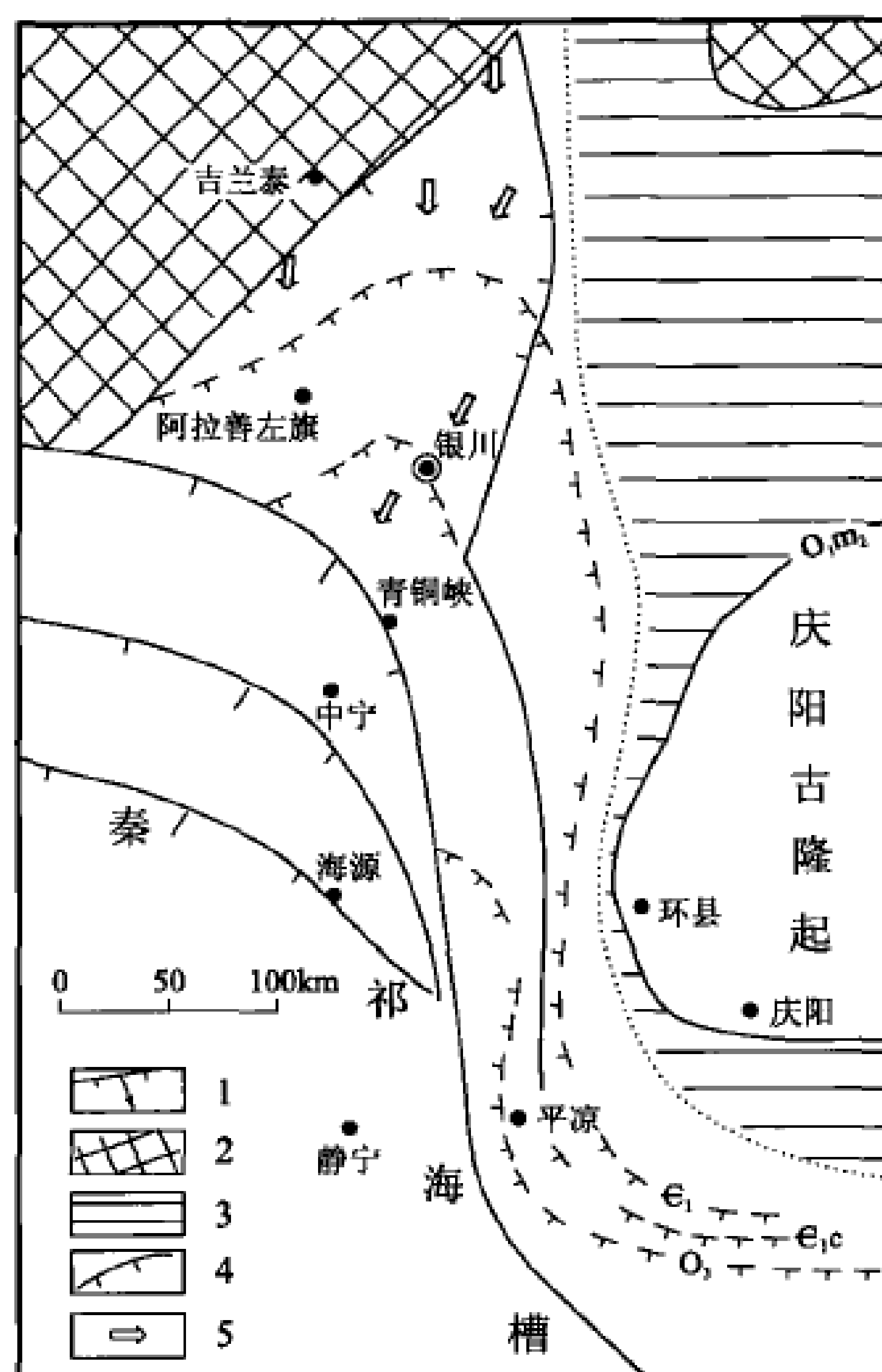


图 7-14　贺兰古裂陷中元古代-早古生代构造轮廓图

（汤锡元等，1992）

1. 断层；2. 缺失下古生界地区；3. 缺失中奥陶统地区；4. 沉积区边界；5. 沉积物搬运方向。ϵ_1c. 下寒武统沧浪铺阶；ϵ_1. 下寒武统；O_1m_2. 下奥陶统上马家沟组；O_3. 上奥陶统

上类似；鄂尔多斯主体的下古生界厚 400～1000m，而其南缘和西南缘则为厚达 4500m 的碳酸盐岩、海相碎屑岩到笔石页岩、浊积岩。

寒武纪-奥陶纪时期，鄂尔多斯地区经历了二次海侵和海退。震旦纪-寒武纪为一海进旋回，至中-晚寒武世海侵面积最大，晚寒武世晚期发生海退直至冶里-亮甲山期，马家沟期的海进和平凉期的海退构成下一个旋回。早奥陶世冶里-亮甲山期，鄂尔多斯古陆南北贯通，范围扩大，仅吕梁、渭北，贺兰地区为海域，在原裂陷的基础上形成西缘“L”形厚沉积带和东缘反“L”形薄沉积带；至马家沟期，上述两个沉积带扩大并连为一体，使古陆退至伊盟北部，仅在马一、马三、马五期低海平面时古隆起上才表现为厚度减薄和层位缺失；平凉期再度海退，古陆再度扩大，海域退缩至西缘和西南缘；至背锅山期，阿拉善古陆、鄂尔多斯古陆与吕梁古陆连为一体，沉积范围缩小，仅限于固原至铜川的西南边缘地带。

加里东运动使整体抬升，但构造变动强度明显向 NE 方向减弱。青铜峡-固原断裂西南发育中酸性岩基和基性火山岩，上、下古生界为高角度不整合接触；贺兰至平凉间为微角度不整合或局部不整合，岩浆活动仅表现为小型岩株和岩脉，陇县的中奥陶统中有少量凝灰岩夹层；而同时期桌子山至平凉以东的鄂尔多斯地块上均为假整合，也不存在岩浆活动（图 7-14）。

2）*台盆发育的晚期阶段*（Pz_2）

盆地晚古生代时期，总体是一个与祁连海域连通的 EW 向伸展型盆地（图 4-12）。但早期

贺兰古裂陷影响明显，下石炭统的浅海-潟湖相沉积仅在贺兰山南端及其以西；至中石炭世时盆地扩大，但贺兰地区仍然是鄂尔多斯西缘沉积带，出现乌达（1700m）、韦州（1250m）、中宁（1700m）三个局部拗陷；靖远组（纳缪尔期）、羊虎沟组（维斯法期）黑色页岩、砂岩、生物灰岩与煤层在贺兰及南北祁连地区广泛分布，而同时期的东部地块上是厚仅数十米的潮坪沉积（本溪组）。晚石炭世时，沉积范围扩大，东西两侧向鄂尔多斯中部古隆起上超覆，汇合于 107°～108°（图 7-5）。下二叠统山西组与石河子组继承了石炭纪沉积背景，中部古隆起两侧形成两个 500m 左右的拗陷，而古隆起上的沉积仅数十米。石千峰组沉积时，中部古隆起消失，代之以南部和北部沉降（300～400m）。麟游一带的石千峰组和中下三叠统中有多层海相潮坪夹层，桌子山、贺兰山石合子组上部也局部发现海相夹层，说明到二叠纪晚期至早中三叠世，鄂尔多斯湖盆的局部地段仍然与其南部和东部海域连通。

3）山前拗陷盆地发育阶段

中生代时期，随着贺兰、熊耳裂陷的重新活动，在两者围限的山前地带，形成强烈沉降（见 7.1.2 节）。三叠纪的沉降中心位于西侧的苏峪口-石炭井-石沟驿-平凉南北一线，厚达 3000m；向东形成厚逾千米的河湖相沉积，其中湖相延长组是盆内最重要的生油岩系。

三叠纪末，鄂尔多斯有一次明显抬升，形成丘陵起伏的古地形，被下侏罗统砂砾岩充填，向上变为河流沼泽相沉积；上侏罗统沉积时盆地东界在太原、临汾一线；侏罗纪末的燕山运动中，西缘逆冲带强烈活动，在其东侧前陆形成巨厚的下白垩统陆相前渊沉积；晚白垩世整体抬升，结束了盆地发育历史，而周边地区开始断陷，形成环绕鄂尔多斯的地堑型盆地。

3. 区域构造特征

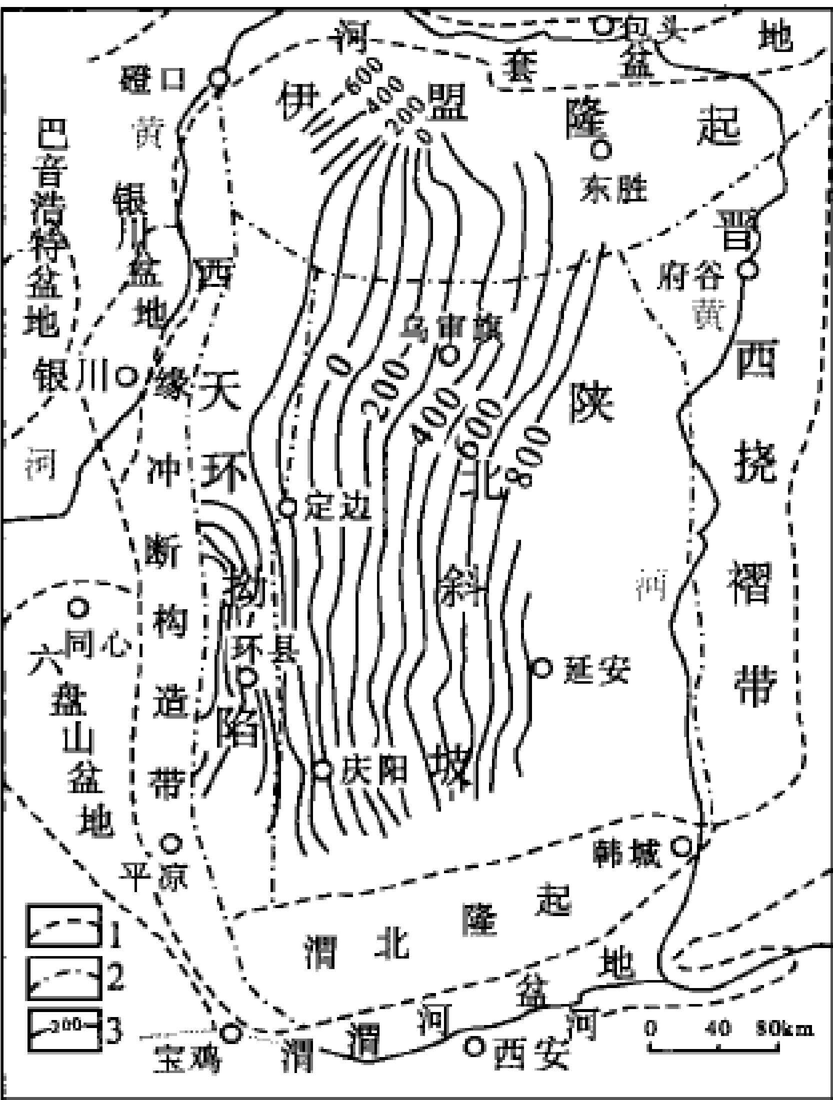


图 7-15　鄂尔多斯盆地构造区划

（长庆油田，1994）

1. 盆地边界；2. 构造分区界线；3. 延 6 底等高线

鄂尔多斯盆地总体上北部、南部为隆起带，西、东两翼被逆冲带和挠褶带环绕，内部早期（古生代）为起伏不大的台盆，后期（中生代）为一整体西倾的山前拗陷（图 7-15）。

西缘逆冲带，是加里东期微弱褶皱、燕山中期强烈逆冲推覆而形成的一个隆起带；天环向斜，是早白垩世强烈拗陷的向斜构造；伊陕斜坡（陕北），由东向西缓倾，基底起伏小，自北向南排列着四个重力高，其上的中部隆起是一个中新元古代至中石炭世长期发育的隆起；渭北冲断隆起带，燕山期发育的冲断褶皱构造，受到喜马拉雅运动的强烈改造；晋西挠褶，东陡西缓，倾角 5°～10°，是伊陕斜坡的东缘挠起部分；伊盟隆起，为元古宙早期形成的古隆起，早古生代起常以陆地面貌出现。

7.1.7 郯庐裂谷和环鄂尔多斯中-新生代地堑系（图7-1，I_8）

郯庐裂谷和环鄂尔多斯中-新生代地堑系是华北台块向东伸展减薄而形成的两个最明显的构造，前者的活动开始于中生代，后者在新生代才开始。

1. 郯庐裂谷

郯庐裂谷的主体北起沈阳北，经渤海、山东抵长江北岸的湖北广济，全长约1400km。北延分为两支（图7-16），西支称伊兰-伊通断裂，东支称抚顺-密山断裂；南延是否穿过江南古陆还有争议。主要活动于中新生代，裂谷内充填的沉积主要是白垩系和新近系，可厚达10km；早白垩世火山活动强烈，产出大量碱性玄武岩-粗面岩。据此，徐嘉伟等（1980）认为郯庐断裂是三叠纪以来太平洋扩张的产物，郯庐左行平移断裂和北美圣安德烈斯右行断裂共同组成太平洋两侧的共轭断裂系，晚白垩世才转变为裂谷。因郯庐两侧的基底与盖层性质均存在明显差异，故也有不少人认为这是一条古构造带，从前寒武纪以来一直控制着两侧地块的演化。

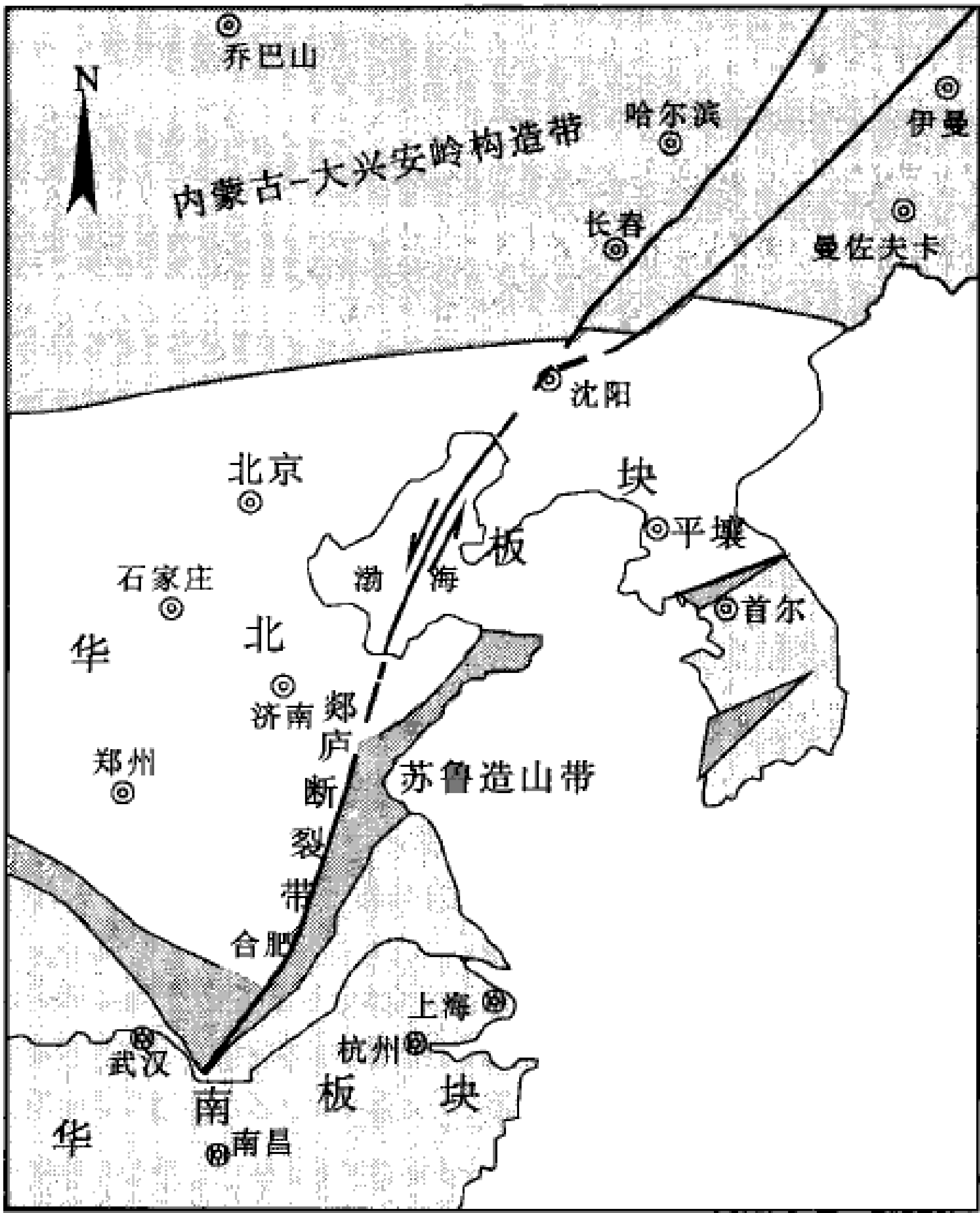


图7-16　郯庐断裂带构造简图

但多数学者赞同郯庐断裂起源于华南、华北的碰撞造山过程。在晚二叠世末至中三叠世，古特提斯洋开始萎缩关闭，华南板块自SSE向NNE与华北板块拼接，由于大别山与苏鲁带汇聚速度的差异，造成郯庐断裂南段的左行走滑（晚三叠世-侏罗纪）；早白垩世前后，中国东部是从挤压到伸展的构造体制转变时期；早白垩世后，随着古太平洋向亚洲大陆的斜向俯冲，其

左旋剪切运动分量使断裂进一步向北扩展（从山东段到渤海-沈阳段）；至古近纪-第四纪时期，再向北扩展形成伊兰-伊通和抚顺-密山断裂；此后中国东部以地壳引张和岩石圈减薄为主，裂陷盆地广泛发育，至始新世转变为右行走滑活动。

郯庐裂谷的主体可分为三段（张鹏等，2007）：苏皖段、山东段（沂沭断裂）和沈阳-渤海段（营维断裂），各段差异明显。其左行平移的时间自南向北由早到晚，位移量和规模亦向北减小（王小凤，2000）；施炜等（2003）和晁洪太等（1999）研究表明，第四纪以来断裂的活动强度及地震活动则是由北向南减弱。苏皖段处于大别与苏鲁造山带间，断陷内主要是白垩与古近-新近系沉积，通过对张八岭段兰片岩 Ar-Ar 年龄的测定，陈宣华（2000）认为其走滑活动发生于三叠纪（209～244Ma）；朱光等（2004）曾在大别山东缘糜棱岩中获白云母 Ar-Ar 年龄为 188～192Ma，陈宣华、朱光等（2001，2002）还在大别山东段晚期糜棱岩中获得 128～132Ma 多组年龄（$^{40}Ar/^{39}Ar$），表明早白垩世发生过大规模的平移。

山东段主要由四条 NNE 向断裂组成，形成两堑一垒的复式地堑构造，地堑中主要沉积的是白垩纪以来的火山岩及其碎屑岩（即青山组、王氏组），其次有零星古近系出露。岩石地层研究表明，左旋走滑发生于早白垩世，从而形成青山组火山岩；晚白垩世为伸展期，形成巨厚王氏组红色碎屑岩，并发育滑塌岩、阵发性浊积岩和巨厚边缘洪积扇；古新世发育 NW 向盆地，是走滑性质转变的开始；始新世转变为右行走滑活动，形成近东西向的走滑拉分盆地。

沈阳-渤海段以 NW 向的北京-蓬莱和渤中 2 号断裂为界分为南、北两段，北部辽东湾境内由一组 NE 向的断裂形成断凸、断凹相间排列的构造格局；南部莱州湾营潍断裂早白垩世发育左旋走滑拉分盆地，晚白垩世处于挤压状态，发育 NW 向逆冲断层和反转构造。营潍断裂的东支与西支间被东西走向的同生断层切割成菱形块断升降，形成北断南超的古近纪-新近纪箕状沉积拗陷。

2. 环鄂尔多斯新生代地堑系

鄂尔多斯周边被中-新生代地堑系环绕，除北部的河套地堑沉降始于侏罗纪-白垩纪，西南缘的六盘山地堑仅限于早白垩世外，其余多为新生代地堑。中生代时期鄂尔多斯为一由周边隆起围限的大型沉降盆地，周边隆起带向盆内逆冲应该是湖盆形成的主要原因，这在北缘（图 3-31）和西缘（图 3-32）都有清楚表现。只是到了新生代，当鄂尔多斯整体隆起时，周边地区才强烈下沉上万米。因此，与鄂尔多斯地块活动有关的地堑系应仅限于新生代，一些地堑在中生代的发育应与区域应力场有关。这样一来，我们这里所讲的环鄂尔多斯地堑系仅指下列三个：汾渭地堑、河套地堑和银川地堑，它们共同具有下列一些构造特征：

（1）沉降都开始于始新世，古近纪沉降幅度不大，新近纪强烈沉陷，均下沉数千米至上万米（表 7-2）。

（2）均为不对称地堑的剖面结构，由内（近鄂尔多斯）向外呈阶梯式下降，为典型掀斜式堑垒构造或称箕状断陷，活动断层分布在地堑盆地的两侧，均具铲式大断裂的特征［图 7-17 (a) ～ (c)］。

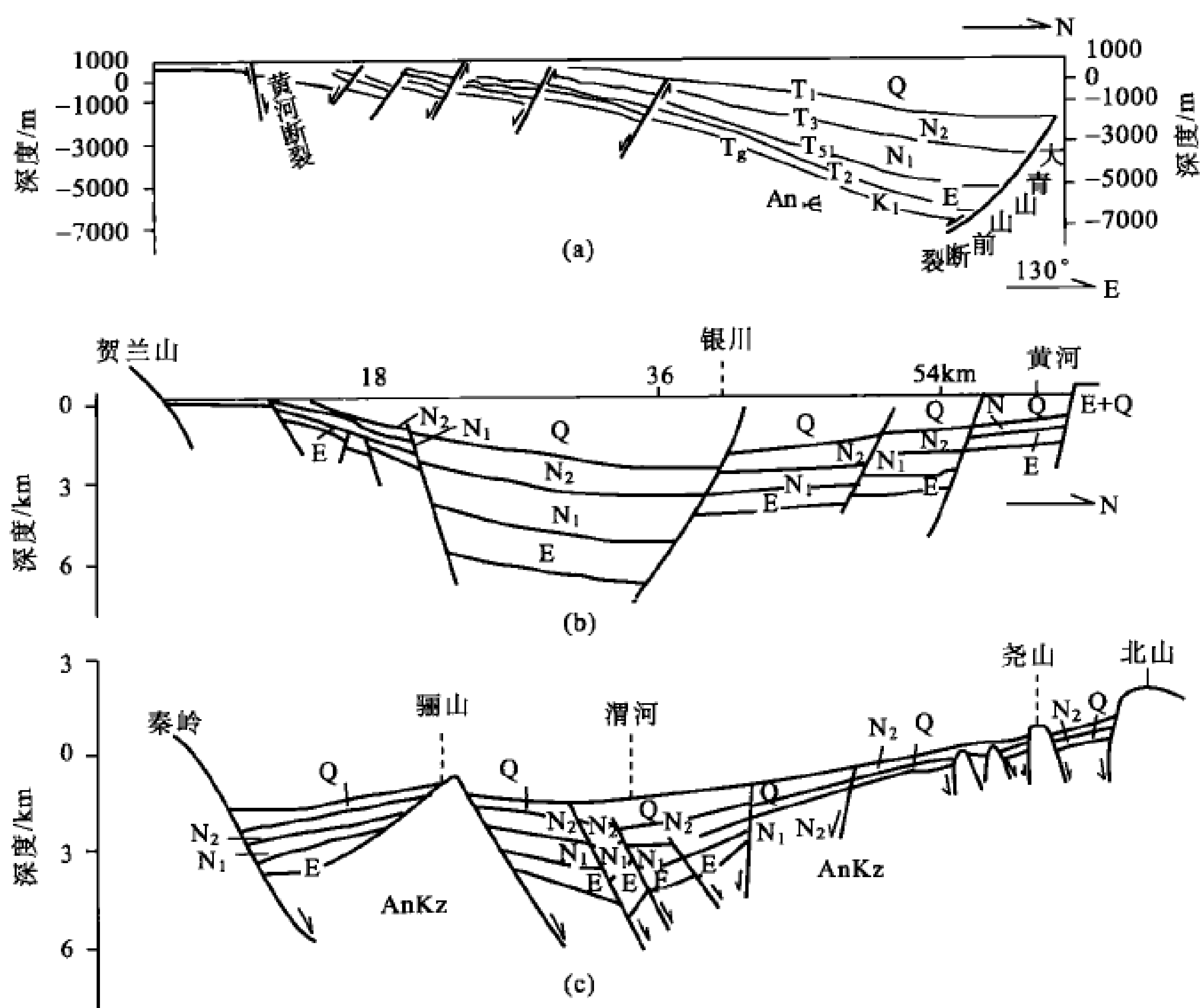


图 7-17　渭河盆地、银川盆地及河套盆地横剖面图

(a) 河套盆地呼和浩特拗陷；(b) 银川盆地（汤锡元等，1992）；(c) 渭河盆地（靳金泉，1988）（刘池阳，1992）

(3) 沉降中心逆时针迁移明显。汾渭地堑的古近纪沉积仅限于渭河盆地，中新世中晚期运城盆地开始沉陷，太原盆地及其以北的沉陷开始于上新世；河套盆地在新生代为一明显的西倾单斜，西侧的临河拗陷前古近-新近系埋深 7000～15000m，东侧的呼和浩特拗陷基度底埋深 7600m，各期地层向东依次减薄，直到缺失（刘池阳等，1990）；银川盆地也有由北向南迁移的趋势（表 7-2）。

表 7-2　环鄂尔多斯地堑系沉降幅度　　（单位：m）

构造分区		汾渭				河套		银川	
下降幅度		渭河	运城	太原	大同	呼和浩特	临河	北	南
第四系		2700	1000±	1000±	900±	3000±	2000±	1000	2400
新近纪	N_2	2381	2000	3200	2600	2000±	7000±	?	1300
	N_1	1458	3000			2500±	3200±		1800
古近纪		3000				1500±	800±	＞1701	1400
基底		AnЄ	Pz	Pz	Pz	J-K	AnЄ	Pz	Pz

注：汾渭据杨魏然等，1996；河套据长庆油田 82-300 地震解释剖面；银川据宁夏地质志与长庆油田地震解释剖面

(4) 地壳厚度明显减薄，南侧的西安-渭南拗陷减薄至 33km，向 NE 方向由运城 (35 km)—临汾 (37 km)—太原 (38 km)—大同 (40 km)（图 7-18），减薄幅度逐渐减小；银川盆地比两侧减薄 8～10km，地壳厚度可薄至 37 km。都是地热异常带和强震活动带，震源深

度多在 15～20km，位于上地壳下部-中地壳顶部；火山活动仅限于大同-静乐盆地，产出上新世到更新世钠质碱性玄武岩（以橄榄玄武岩为主，$Na_2O>K_2O$，K-Ar 年龄 25.8～35.2Ma）。

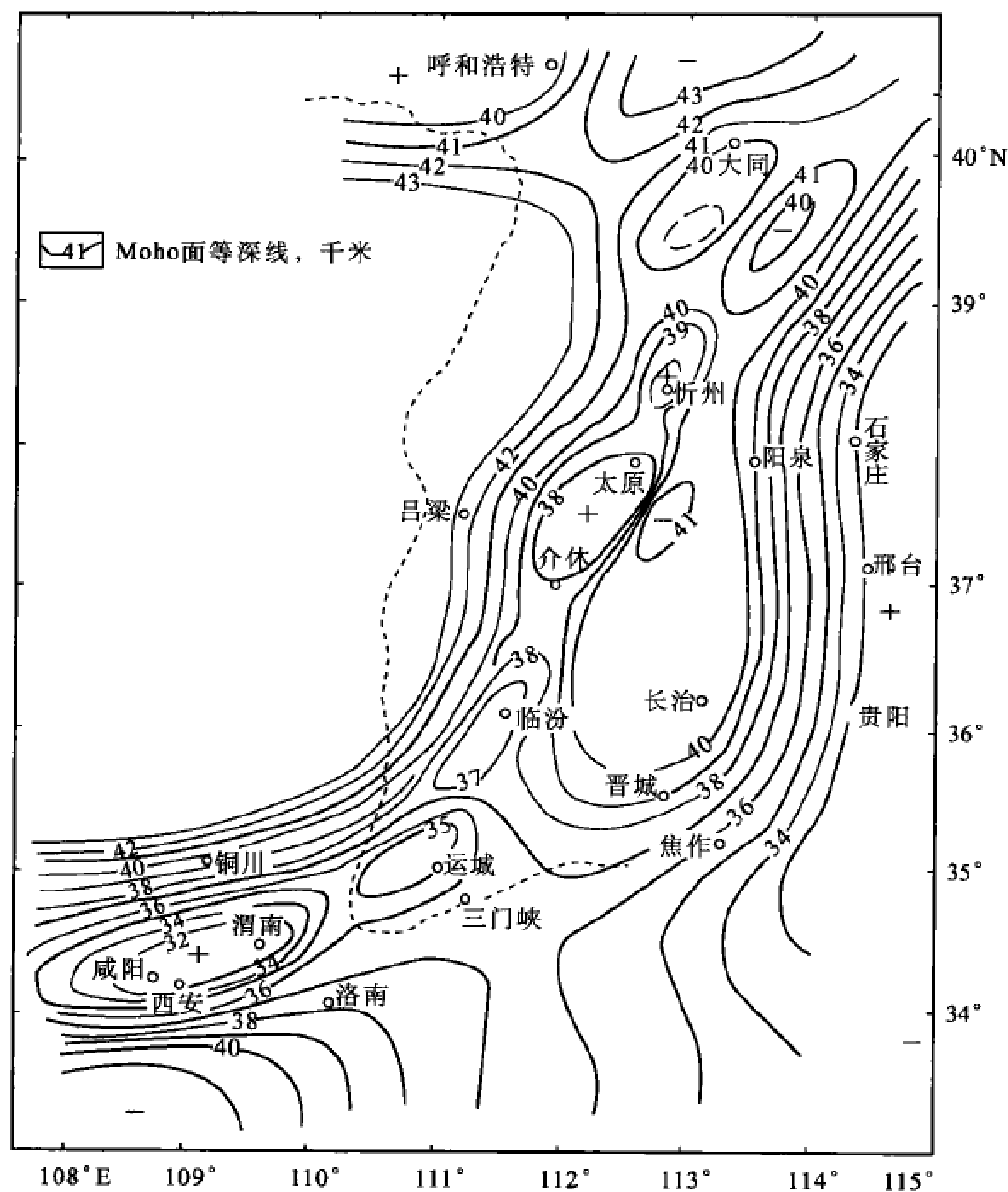


图 7-18 汾渭盆地 Moho 面深度图
（邢作云等，2005）

上述特征表明，汾渭地堑的形成与软流圈上涌、地壳伸展减薄、表壳岩层裂开有关，环鄂尔多斯地堑系的形成均具有类似特征。各地裂开时间不同，西部早，东部晚。河套、银川地堑均是由侏罗纪-白垩纪的山前拗陷转变为新生代的裂谷式断陷；东部开始晚，中至上新世形成 NE 至 NNE 向的渭河-运城断陷；上新世至第四纪形成 NNE 向的临汾-晋中-滹沱河断陷。

在区域拉张力作用下，表壳岩层首先开裂，与此同时边缘造山带边隆升［刘护军等研究（2002)，新生代以来秦岭平均上升 5500～7500m］、边剥蚀，大量剥蚀产物堆积到断陷盆地中，在均衡力作用下引起盆地进一步下沉和软流圈的相应上升；由于软流圈物质的不断上涌［据邢作云等（2006）临汾带电性剖面揭示，软流圈从 110km 上升至 80km］，中地壳受热而转变为低速高导层；后者因强度大大弱化而成为区域滑脱面、震源面，同时引起中下地壳的局部熔融。齐玥等 2009 年对临汾地堑中万荣县城南部孤峰山花岗闪长岩体进行的锆石 U-Pb LA-ICP-MS 同位素年代学测定，获得了 132.2±9.2Ma 的形成年龄，并认为该花岗闪长岩是加厚的基

性下地壳部分熔融的产物。

地堑形成的驱动力，不少人认为与大洋板块的向西俯冲有关，万天丰（2004）就认为：E_2-E_3 华北为SN向拉张，而 N_1-Q_1 期为近EW向拉张。但也可能与鄂尔多斯地块在新生代顺时针旋转而导致的周边拉分作用有关。中-新生代以来，我国东部大陆一致朝SE方向蠕动伸展，导致NWW到近EW向断裂均一致左行剪切活动，这一运动从古近纪开始幅度加大，形成边缘海及渤海湾裂谷系，致使鄂尔多斯地块作顺时针转动，转动过程中的走滑拉分导致周边一系列新生代地堑系的形成。对地块四周边界断裂的走滑性质许多人做过大量工作。例如，张文佑等（1978）、杨巍然等（1995）对渭北-临汾断裂的研究，刘池阳等（1990）对大青山山前断裂的研究，汤锡元等（1990）对鄂尔多斯西缘断裂及车自成等（1984）对六盘山断裂的研究，虽有争议，但多以右旋剪切为主，从而引起周边古近-新近纪拗陷中心的逆时针迁移。旋卷构造的向心力往往引起内旋层上隆，外旋层依次下跌，是这些地堑掀斜式剖面结构形成的主要原因。走滑拉分只引起地壳中上层的脆性破裂，故这些地区的震源深度多在20km以内；地幔虽因上部减压而隆起，但隆起幅度不大，未引起布格异常的太大变化。因此，鄂尔多斯周边地堑系不是裂谷，也就是说起主导作用的是走滑剪切，而不是由于地幔隆起而导致的顶部裂开。

7.2 吉冀蒙板块缝合带与北山构造楔

中朝板块的北界和西界一直是两个有争议的地区，一般认为“内蒙地轴”就是中朝板块的北界，但并无一条清楚的北部界线。“内蒙地轴”是一个古老的隆起带，如作为一条板块边界，在古生代长期的板块活动中不可能不受到影响，近几十年来的研究工作已证实这一推测的合理性。中元古代时内蒙地轴被一些强烈活动的古裂陷分割，西段渣尔泰群、白云鄂博群和化德群就是这些裂陷中的巨厚复理石沉积；近几十年又先后在白云鄂博群、北辽河群中发现早古生代动物化石，初步证实这都是一些含深海硅质岩、中基性火山岩的俯冲杂岩，这样以来原内蒙地轴的一部分就不是基底隆起，而是板块边缘的构造混杂带，从而将其称为吉冀蒙板块结合带，作为中朝板块的北部边界。

中朝板块的西界也是一个悬而未决的问题，有人认为它与塔里木相连，有人认为它们分属两个板块。关键的问题是对其间北山构造性质如何认识。我们依据北山的构造特征和演化历史初步认为它既不是裂谷，也不是天山或祁连山的自然延伸，本身是一个岛弧地块，与南蒙古构造特征类似，后期沿走滑断裂插在塔里木和中朝板块之间，把这类异地断块就叫做“构造楔”。

7.2.1 吉冀蒙板块缝合带（图7-1，Ⅱ）

北界大约从阿拉善北部的恩格尔乌苏经索伦山-温都尔庙，沿西拉木伦河-长春一线，到朝鲜的清津；南界东起朝鲜清津-吉林桦甸，经辽宁开原、阜新，过河北平泉、承德、赤城、尚义到内蒙古察右中旗、武川、固阳一线，并向西沿狼山弧形构造延伸［图7-19（a)］。这一长近2000km、宽数十千米至百余千米的构造带，其南带即过去命名的内蒙地轴北带，这里把它作为中朝板块北部活动边缘。以前认为它主要由太古宙、元古宙地层组成，但在近数十年的研究中发现，这里不存在古老的绿岩与TTG片麻岩；而是一个加里东-海西花岗岩带；是一条东西向布格异常带和区域磁异常带，与中朝地块北缘的NE向磁异常带呈明显的截切关系；它也是一条巨型蛇绿混杂岩带，蛇绿岩的时代集中在（600±50～850±50）Ma，夹层硅质岩中发现大量震旦纪-早寒武世小壳化石（清河镇动物）；据古地磁数据（早寒武世）显示，组成这一

构造的各个地层块体古纬度差异甚大，渣尔泰群与白云鄂博群为16°、辽西南票为43°。根据以上证据，王东方等（1992）认为，原内蒙地轴北缘是中朝陆块北缘的地体增生带，是古亚洲洋南缘早期板块增生带。虽至今对小壳化石的定年仍存在疑义，但结合其他证据，我们认为这一认识有一定合理性。

1. 构造概况

吉南地区，在桦甸-靖宇-通化之间［图7-19（b）］为一太古宙花岗-绿岩带穹隆，前人曾将其地层命名为白山镇群（蒋国源，1980），在穹隆北侧的桦甸至夹皮沟一线环绕着一条绿片岩相带，这就是新太古代三道沟组。三道沟组主要由磁铁石英岩、绿片岩（凝灰质熔岩）、碳质板岩、千枚岩、变质玄武岩、变质堆晶辉长岩，部分夹蚀变闪长岩及大理岩等组成；走向SEE，与下伏白山镇群的近SN向构造线呈很大的夹角；其上覆地层为色洛河群，主要为中基性火山岩与凝灰碎屑岩（斜长角闪岩、绿泥绢云石英片岩、变质火山岩夹硅质岩、硅质板岩和大理岩），二者产状一致；在三道沟组的磁铁石英岩、硅质岩与色洛河组的绿片岩、硅质板岩中均采得 *Archaeooides grauiatus*（瘤面似古球壳）、*Aylindrochites daizhuangaiesis*（戴庄子筒管壳）和 *Cylindricotheca pulchella*（美石角锥管壳）等早寒武世小壳化石，故王东方等（1992）认为，三道沟组、色洛河组均不是新太古界和元古宇地层，应与辽北清河镇群对比，命名为夹皮沟群，置于震旦纪-早寒武世。

由桦甸向西至辽北清源-开原地区，分布着一套由中基性火山岩及少量硅质岩、硅质大理岩组成的绿片岩相地层，这套地层过去曾与辽河群对比，置于中-古元古界；处于吉林地区的这套地层曾对比为色洛河群，或清河镇群，或开原群，王东方等因在其硅质岩夹层中采得大量早寒武世小壳化石，故认为其时代为震旦纪至早寒武世。陈跃军等（2006）根据新近获得的资料，认为清河镇断裂为华北板块北部边界，进一步明确了这一地区的构造格局。并重新划分为断裂之南华北板块新太古代闪长岩和古元古界芦家堡子岩组；断裂之北陆缘活动带的新元古界（震旦系）西保安岩组（大理岩、透辉透闪变粒岩）、下寒武统佟家屯岩组（绿片岩系）和上二叠统尖山子火山岩。在断裂以南地层出露比较完整的土肥地剖面上，获两组锆石SHRIMP U-Pb年龄 2497±27Ma、2522±15Ma，证明这是一套新太古代TTG英云闪长岩，为已遭受强烈韧性变形的糜棱岩；在断裂以北的变酸性火山岩（尖山子剖面，曾认为属新太古代绿岩带）中获得锆石SHRIMP U-Pb年龄250±5Ma，侵入其中的二长花岗岩的年龄243±5Ma，认为这套地层的时代最大可能为晚二叠世。

辽河盆地以西，原内蒙地轴南缘断裂（承德-北票-阜新断裂）北侧也有许多新的发现，北侧出现呈线状延伸的超基性岩带和加里东-海西期花岗岩带；长城-蓟县系与含化石的寒武-奥陶系向北突然消失；志留-泥盆系及上古生界出现于断裂以北。据此认为这里的内蒙地轴不是一条太古宙基底隆起，而属于复杂的活动陆缘带。例如，阜新一带的太古宇大营子组在断裂南北差异甚大，以南为由酸性-中基性火山岩组成的变质岩系，混合岩化强烈；北侧为绿片岩相岩石，变细碧岩层序保存完好，同时在大理岩、硅质岩夹层中找到小壳化石，证明它可能也不是太古宙隆起。

承德至张家口一段情况与辽西类似［图7-19（c）］，已有证据表明，原内蒙地轴南界断裂以北的太古宇红旗营子群实际上也是构造混杂岩；火山岩类似于蛇绿岩组合，其中大庙斜长岩曾测得1735±239Ma（Sm-Nd）、1686±193Ma（Rb-Sr）（解广轰，1988）和700～800Ma（张振寰，1981）的年龄，可能是多期的；据王东方报道，于区内原划长城系的石灰岩中曾找到小壳化石，时代应与白云鄂博群类似。

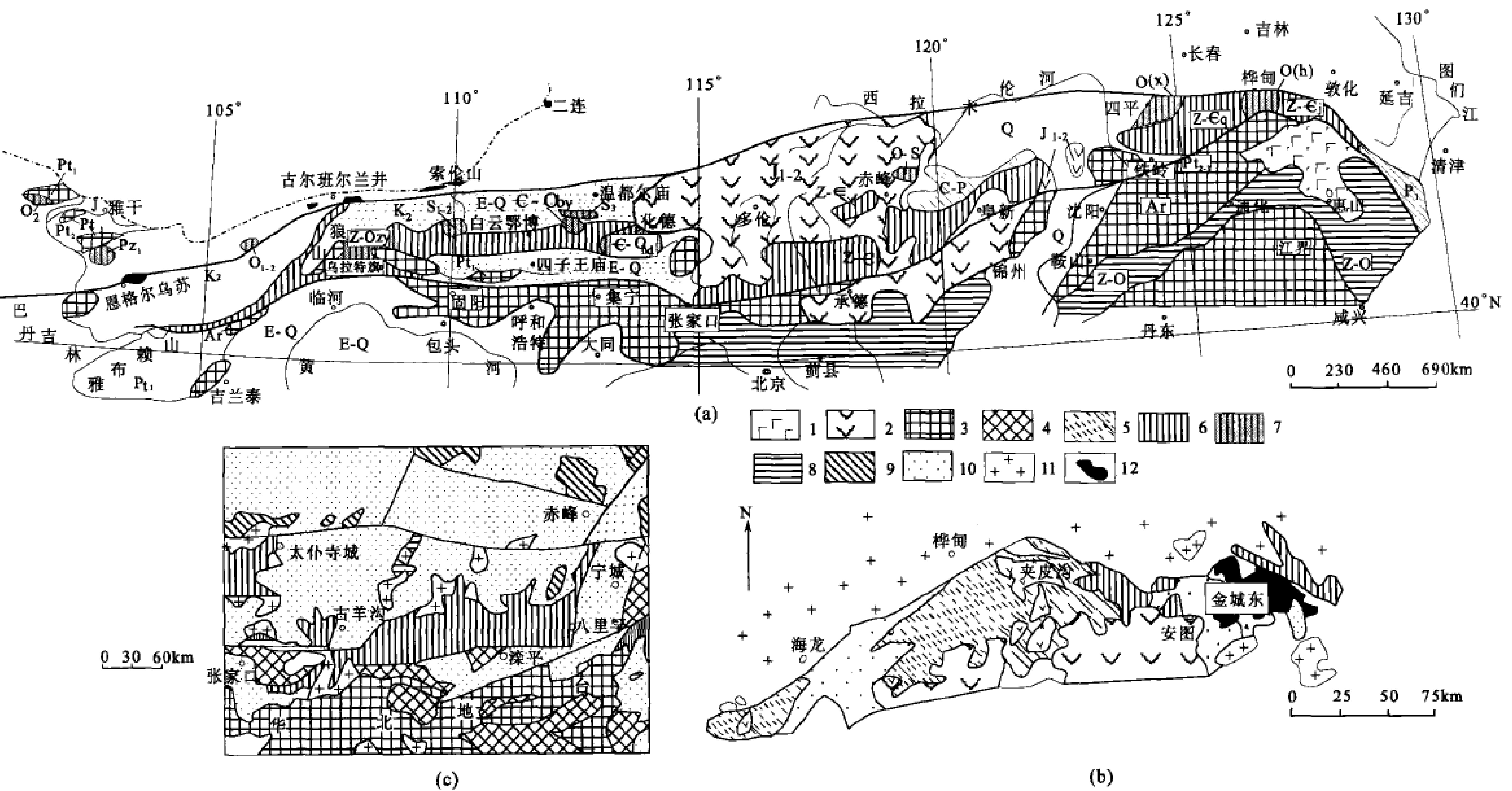


图 7-19 吉冀蒙板块缝合带构造略图(a)(吉林、辽宁、河北、内蒙古在矿局地质志,任纪舜、王东方等资料编绘)与夹皮沟地区地质图(b)(王东方和白瑾等,1992)以及冀北地区构造图(c)(王东方等,1992,修改)

1. 第四纪玄武岩;2. 侏罗纪火山岩;3. 古隆起;4. 被改造的基底隆起;5. 深变质岩;6. 元古宙-下古生界混杂岩;7. 有一定依据的古生界构造混杂岩;8. 元古宙-下古生界;9. 上古生界;10. 中新生界;11. 中酸性侵入岩;12. 超镁铁质岩或蛇绿岩。Z-Ozy. 部分渣尔泰群;Є-Oby. 部分白云鄂博群;Є-Ohd. 部分化德群;Oxs. 部分下二台群;Oh. 部分呼兰群;Z-Єq. 部分清源镇群;Z-Єj. 部分夹皮沟群

阴山一带的内蒙地轴上分布着几个冒地槽型拗陷，由西向东为残存的渣尔泰、白云鄂博、化德与马家店群四个拗陷，其时代一直有争议，或置于什那干群下统，划归中元古界，或置于下古生界，或根据小壳化石的发现统归入震旦系-下寒武统。其中色尔腾山一带的渣尔泰群主要为浅变质碎屑岩组合，下段底部为砾岩沉积，向上变为成熟度高的石英岩、石英砂岩，并伴有碱性玄武岩、玄武粗安岩和玄武岩、安山岩、流纹英安岩产出；中段为含叠层石的滨浅海沉积，广泛发育同沉积滑塌构造；上段为含碳的强还原环境沉积，赋存中大型硫化物矿床。白云鄂博群是以碎屑岩、黏土岩类为主（90%）的复理石沉积，其余为碳酸盐岩和少量喷出岩，厚达万米以上。火山活动集中在两个时期，早期（尖山期）为碱性超基性岩-碳酸盐岩及富钾碱性-酸性火山岩（粗面岩类）；晚期（呼吉尔图期）为裂隙式喷发的中基性火山岩（绿帘次闪岩）和层状基性-超基性岩组合。化德群则是一套由厚度更大的碎屑岩、碳酸盐岩组成的复理石沉积，主要岩性为千枚岩、炭质板岩、石英砂岩、硅质岩、石英片岩、结晶灰岩、白云质灰岩等。

因渣尔泰群和白云鄂博群中的叠层石组合均可与燕山地区的长城系对比，渣尔泰群中获1516Ma和1612Ma锆石U-Pb年龄（董申葆，1986），白云鄂博群中获1350～1650Ma（普通铅法）、1500Ma（U-Pb等时线）和750Ma（Rb-Sr）年龄（董申葆，1986），故认为其主体为中元古代，部分延至新元古代。王东方等（1992）在渣尔泰群的上、下两个岩组（书记沟组、阿古鲁沟组）、白博群的下部三个岩组中均采得小壳化石；化德群分上、下两个亚群七个岩组，在第一、第三、第四、第六和第七岩组中也采得小壳化石，因而主张这些地层的时代均属震旦纪-早寒武世。

内蒙地轴西延进入阿拉善地区，一般认为后者是一个稳定的陆块，基底岩系为太古宇阿拉善群，上部零星分布有蓟县-长城系盖层沉积，后者主要为石英岩、板岩（硅质、钙质或黑云、绿泥、阳起石板岩）、厚层白云岩，局部发育中基性火山岩（巴音西别组），此外还有厚度不大（约10m）的冰碛砾岩分布。阿拉善群为一套沉积变质岩系，原岩由下而上为：超基性-基性岩、拉斑玄武岩、钙碱系列中酸性火山岩、碎屑岩（云母石英片岩、变质砂质和黑云母角闪质片麻岩）、厚层碳酸盐岩。杨振德等（1988）认为阿拉善群就其岩石组合、多次强烈变形、不均匀变质和混合岩化等特征分析，应属于太古宙绿岩带。田期强（1983）和杨振德（1988）先后测得其中基性火山岩的年龄为3108Ma（Rb-Sr）、3218Ma（Rb-Sr），早期变质年龄约为2856Ma。杨振德等（1988）在阿拉善地块的北侧还划分出一条狼山断褶带，认为它是阴山构造带的西延部分，大概在阿尔格林台-土克木-潮格旗一线，其基底岩系为白云鄂博群或渣尔泰群，即其中也应包含着一些古生代槽型沉积。向西在狼山山脉、阿拉坦敖包一带为典型的复理石建造和变质中-基性火山岩建造，太古宇二道凹群黑云角闪斜长片麻岩、混合岩、长石石英砂岩夹磁铁石英岩透镜体以残余岩块形式出现。孟家宪等（1989）曾测得狼山群第二岩段（相当于渣尔泰群阿古鲁沟组）的同位素年龄为1526Ma和1600Ma。

2. 讨论

上述资料表明，原内蒙地轴北缘有可能是华北板块北部古生代的一条板块缝合带，是不同时代岩块或地块的混杂带。既有太古至元古宙基底岩块；也有中新元古代浅变质岩块或地块、寒武-奥陶系岩块（明安山-锦山一带）或志留-泥盆系岩块（阜新北）；零星分布的石炭-二叠系有些是盖层沉积，有些则是消减杂岩体。这些特征表明，吉冀蒙构造带是强烈改造的不同时代地层岩块与不同时代不同环境产出的火山岩、岩浆岩的混杂体。

四平地区的下二台群、桦甸地区的呼兰群已证实是奥陶纪活动陆缘沉积；温都尔庙群

也可能属于奥陶纪或晚志留-早泥盆世蛇绿混杂岩，曾获得全岩 Rb-Sr 年龄为 446Ma，磷灰石裂变径迹年龄为 308Ma、422Ma 和 455Ma，结合柯单山一带的古生代资料，唐克东认为其时代属奥陶纪；内蒙古地质矿产局（1991）主张白云鄂博的上部两个岩组应划归为奥陶系包尔汗图群。

稍北的西拉木伦河蛇绿岩在西拉木伦河北侧，由零星分布的超基性岩、辉长辉绿岩和枕状基性熔岩构成，近东西向延伸达 200km，宽近 40km，其中所含的牙形石、有孔虫及小腕足类等证明其时代不会晚于奥陶纪；蛇绿岩带以北为晚石炭-早二叠世浅海相地层和晚二叠世陆相地层，早二叠世海相火山建造和晚二叠世陆相火山岩建造发育；蛇绿岩带以南为志留系火山岩建造，形成红柱石-石榴子石-黑云母高温低压变质带，其上不整合的是下石炭-上二叠统火山-沉积建造，晚二叠世火山岩显示某些陆内火山活动的特点（李锦轶，1987）。

朝鲜半岛北部的咸北褶皱带应是辽冀蒙带的东延，该带南部的冠帽峰隆起由古元古界摩天岭群（茂山群）组成，其中也发现有早古生代的化石。北部则是一个以二叠系为主的石炭-二叠纪沉降带（图们江沉降带），组成岩层豆满系为赋存蛇绿岩的复理石沉积。中生代活动仍很强烈，广泛分布晚古生代到中生代花岗岩。图 7-20 是延吉地区构造图，华北陆块（图中辽东地块）与兴凯陆块之间复杂的变火山沉积可划分为三带：南部边界为构造片岩，向北东去可分别划分为增生杂岩带和弧火山岩带，清楚地勾绘出板块结合带的位置（见 6.6.3 节，图 6-26）。

图 7-20　延吉及邻区大地构造略图

1. 前寒武基底地块；2. 构造片岩；3. 增生杂岩带；4. 弧火山岩带；
5. 黑三角表示滑塌堆积或混杂体发现地，黑方块表示蓝片岩发现地；6. 新生代玄武岩

北界西段为阿拉善恩格尔乌苏-索伦山蛇绿岩带，这是一条古生代中-晚期的蛇绿岩带。恩格尔乌苏蛇绿岩产在构造混杂岩中，基质为上石炭统砂岩、凝灰质砂岩（阿木山组），阿木山组由北向南从活动陆缘沉积渐变为被动陆缘沉积。在恩格尔乌苏一带为厚达 6600m 的碎屑岩-碳酸盐岩及火山岩，生物组合为蜓-腕足类，普遍遭受低级区域变质，而向南去火山活动迅速减弱，厚度亦减小为 2000m 左右，并向阿拉善地块上尖灭（孙东胜等，1998）；蛇绿岩与前石炭系灰岩均呈构造岩块产出，遭受强烈韧性变质和绿片岩相变质，其中辉长岩 K-Ar 年龄为 356Ma、锆石 U-Pb 年龄为 380Ma、块状玄武岩 Rb-Sr 年龄为 302Ma，可能为不同时代的岩块；区内发育上三叠统磨拉石建造，印支期 A 型花岗岩广泛发育。因此，高军平等（1996）主张蛇绿岩形成于泥盆纪，在晚二叠世侵位。索伦蛇绿岩呈滑塌堆积的外来岩块存在于中石炭统上部的巴图地层中。

7.2.2 北山构造楔（图 7-1，Ⅴ）

狭义的北山构造带指西界星星峡-车尔臣河断裂、东界绿园断裂（巴丹吉林盆地西缘断裂）、南界疏勒河断裂所围限的地区（图 7-21）。区内中南部基底广泛出露，前人把前震旦系统称为北山杂岩，近一二十年从其中进一步划分出太古宇、古元古界和可与长城、蓟县、青白口系对比的中新元古界，均是一套变火山沉积岩系。震旦系大陆冰川沉积和冰筏沉积高角度不整合于下伏岩层之上。

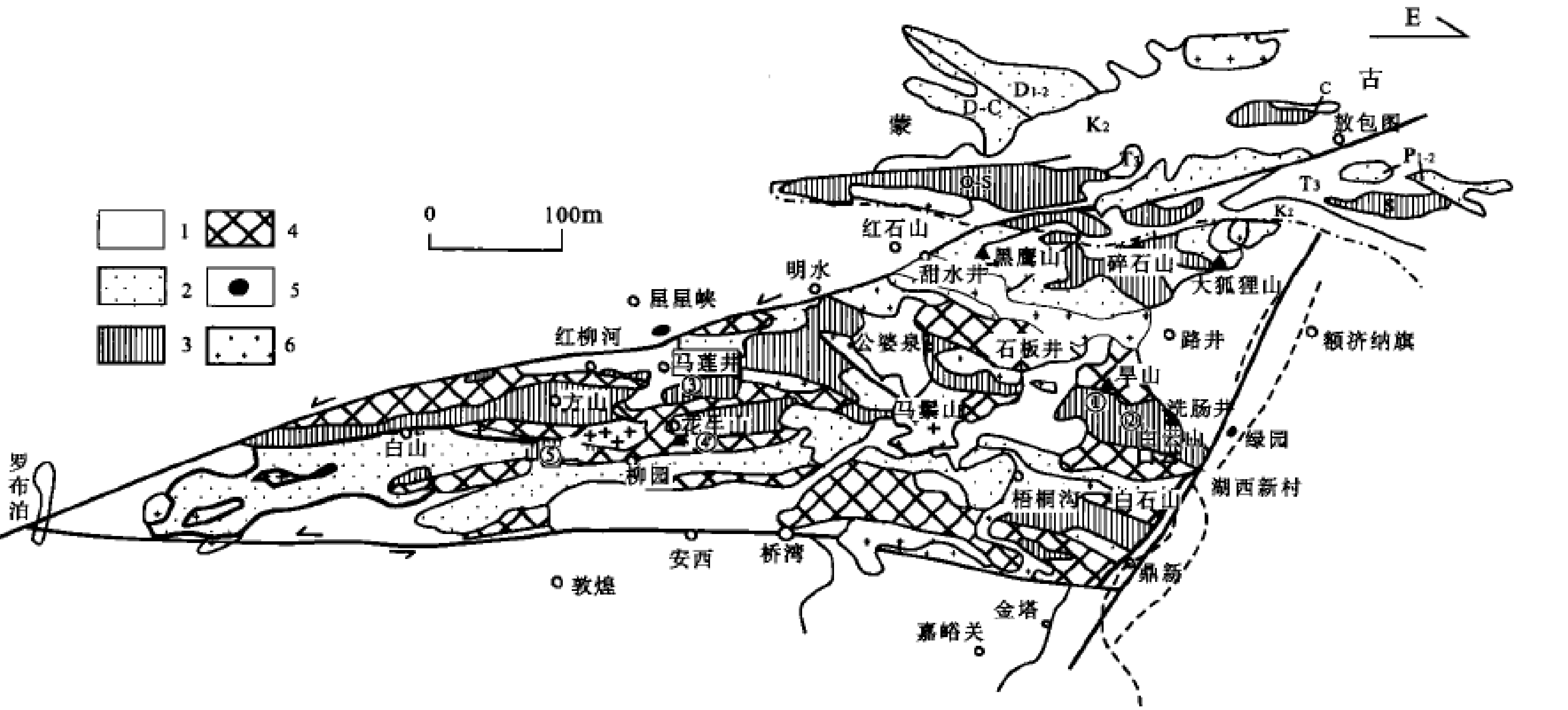


图 7-21　北山地区地质构造简图

（1∶500 万中国地质图，1996；1∶100 万蒙古国地质岩相图，1989）

1. 中新生界；2. 上古生界；3. 下古生界；4. 基底变质杂岩；5. 超镁铁质岩、蛇绿岩；6. 花岗岩

图中地名：①白云山；②月牙山；②玉石山；④双鹰山；⑤辉铜山

左国朝等（1995）在北山地区由北向南划分出四个蛇绿岩带：石板井-小黄山俯冲蛇绿岩、白云山-月牙山-洗肠井边缘海蛇绿岩、红柳园-牛圈子弧后盆地蛇绿岩和辉铜山-花牛山-帐房山裂谷蛇绿岩。总体上都是一些不同环境产出的镁铁质-超镁铁质岩，在月牙山、洗肠井等地的辉橄岩、橄榄岩和粉砂质千枚岩的硅质岩夹层中，曾分离出中晚奥陶世放射虫，对月牙山一带伴生的斜长花岗岩曾测得 Rb-Sr 等时线年龄为 726±66.3Ma。

从奥陶纪到二叠纪火山活动均很活跃，以中志留世最为强烈，从早期的中基性为主到晚期以中酸性为主，仅火山岩就厚 1500～2000m。二叠纪之前均以钙碱系列的安山岩-英安岩-流纹岩组合为特征，玄武岩产出较少；二叠纪下统为偏碱性的玄武岩喷发，上统是陆相流纹岩喷发。

早古生代的地形分异不明显，除几个隆起外，地形由南向北降落，南部柳园东西一线多为稳定相沉积，中北带厚度大，且多火山活动。晚古生代地形分异明显，中带马鬃山为隆起带，多灰岩沉积，厚度也不足南北两侧的 1/4；南北两侧拗陷均为厚达万米的火山沉积盆地。泥盆纪和晚二叠世全区明显隆起，都先后出现陆相沉积，上泥盆统、上二叠统和上三叠统均为陆相碎屑岩磨拉石建造。据此，左国朝等（1995）认为北山地区以白云山-月牙山-石板井一线为界分为南北两个微板块，志留纪沿该线碰撞拼合，晚古生代为裂谷活动期。但陈哲夫等（1997）

认为蛇绿岩也赋存于石炭-二叠系中，区内板块活动主要在晚古生代，与东天山类似。因为研究程度低，对总的面貌还不十分清楚，已知时代确凿的沉积层序（图 7-21）反映，晚二叠世之前全区是一个复杂的沟弧盆体系，是被许多古陆块分割的多岛洋盆，古陆块上主要为大陆架浅海相沉积，向外去逐渐过渡，故岩相厚度差异显著。早二叠世末的晚海西运动是褶皱、变质、花岗岩侵入的主要构造事件，晚二叠世走滑活动强烈，三叠纪由北向南的深层次韧性剪切和早、中侏罗世由南向北的脆性推覆构造仍很活跃。

寒武系在南带方山口一带为厚度不大的被动陆缘沉积，中下统为碳酸盐岩、泥硅质岩和少量含磷沉积，上统为硅质岩与灰岩互层；向北至洗肠井一带出现长石石英杂砂岩与砂质板岩互层沉积，仅下寒武统厚度就达 1163m。早中奥陶世在南带南缘为厚度不足千米的大陆架浅海相碎屑岩，向北于洗肠井东西一线为 2000m 厚的浊积岩和安山岩、安山玄武岩，类似的沉积再向北至中蒙边界一带厚度增大到 3000 多米。晚奥陶世至志留纪火山活动空前活跃，沉积主要为由深水杂砂岩、硅质灰岩、硅质板岩、凝灰岩组成的复理石，厚度大于 5000m。早泥盆世早期全区处于剥蚀状态，早泥盆世晚期至中泥盆世北部为浅海碎屑岩、灰岩沉积，中部的红柳园东西一线为厚达 5700m 的滨海相到海陆交互相粗碎屑岩，南带为晚泥盆世陆相中-中酸性火山岩盆地沉积。石炭纪时期，被马鬃山隆起分隔为南北两个海槽，均为碎屑岩-碳酸盐岩与中-中酸性火山岩沉积，南深北浅，南部最大沉积厚度达 8000m。早二叠世的古地理面貌与石炭纪相似，南北两个坳陷带均发育了 2500～3000m 碎屑岩、基性火山岩沉积，中带厚度不足千米，碳酸盐岩也比较发育。早二叠世末有大规模花岗岩侵入和广泛的区域变质变形，在南北两个坳陷带内发育了 2000～3000m 厚的陆相酸性火山岩和碎屑岩。

北山的演化历史表明，这是一个贯穿古生代始末的构造活动带，由复杂的沟弧盆体系组成。显然这不同于其西邻的南、北天山，也不同于东邻的祁连山，而与南蒙古到内蒙古北部雅干一带的构造特征类似，暗示它是一个来自北方的异地断块。针对其演化史的特殊，不少人将它称为火山裂谷带，但裂谷带的区域构造方向理应与边界断裂平行，而北山断块构造方向近东西，边界断裂主要为 NE 向，二者近于正交，这与常理相悖。鉴于上述二点可以认为北山为来自北方的异地断块，向南楔进现在的位置，构造属性为复杂的岛弧地块。

7.3 塔里木板块与塔里木盆地

7.3.1 概述

塔里木板块介于天山、昆仑造山带之间，西昆仑与阿尔金分别构成板块南部和东南部活动边缘，与东昆仑接触一段（民丰-且末）可能为走滑边界，系后期改造所致（见 8.5.2 节）。

基底形成很早，早太古宙已出现陆核（见 1.5 节）；中新元古代为过渡型盖层发育时期；震旦纪形成第一个稳定的统一盖层，震旦纪-奥陶纪（Z-O）也是板块裂陷期，一些古裂陷槽伸入陆内（如阿瓦提-满加尔、唐古孜巴斯）；中奥陶统后期开始，南、北边缘都有俯冲-碰撞作用发生，克拉通盆地则挤压抬升；石炭-二叠纪期间的俯冲-碰撞作用主要发生在西南和西北边缘，从而形成塔西南坳陷型裂谷盆地（C-P）和塔西北前陆盆地（早-中二叠世，见 4.3.2 节，图 4-23，图 4-24），盆地主体在石炭纪-二叠纪期间以稳定坳陷为主，早二叠世末有陆内裂谷活动；自晚二叠世起，边缘造山带开始隆起，边缘山前坳陷盆地开始发育，克拉通内盆地则从早期的块断差异升降到晚期的全面坳陷（N_1-Q）。

盆地主要由三隆、四凹构成。正向构造在成因上可分为两类：基底隆起和断隆，前者有北

部隆起（柯北-塔北-库鲁克塔格）和中央隆起，后者为塔南断隆（铁克里克和塔东南隆起）；盆地亦可划分为三类：北部坳陷、西南坳陷（包括塘古孜巴斯坳陷）与周边山前坳陷：库车坳陷和塔东南坳陷（图 7-22）。

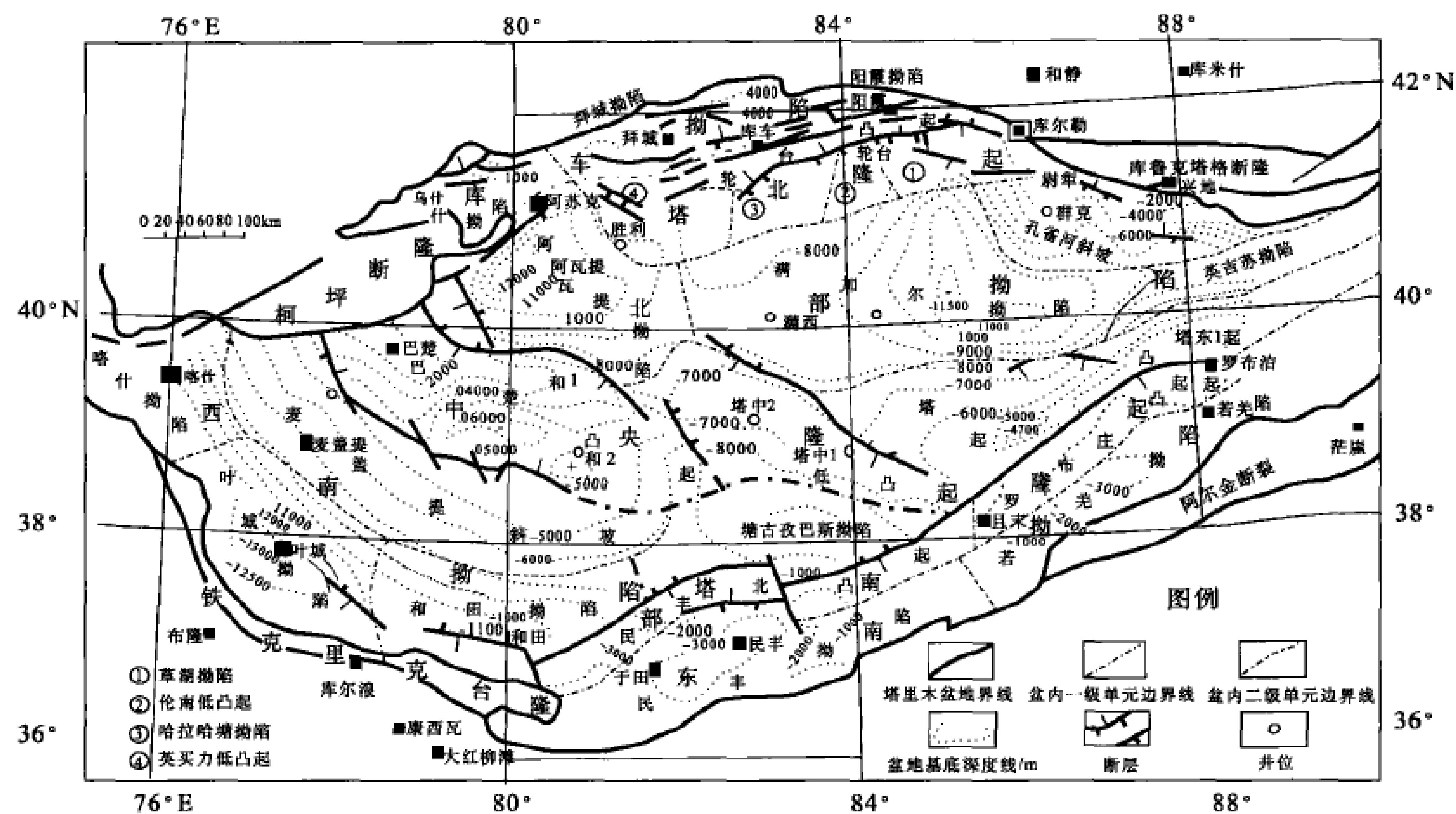


图 7-22 塔里木盆地构造区划图

（贾承造等，1990，罗俊成等，2008，资料编绘）

1. 塔北隆起

塔北隆起即柯坪-塔北-库鲁克塔格隆起，在地史上一直是克拉通北缘的翘起部分，其上发育了较完整的古生界盖层沉积，且与盆内的相环境过渡，表明它是克拉通地块的一部分，只是到了中-新生代，因为中间一段（塔北）卷入到山前坳陷中，才被分割为三个不同类型的正向构造单元。其中塔北隆起是一个埋藏在中-上新世（N_1-N_2 厚达 4000rn）山前坳陷中的一个古隆起，震旦纪至三叠纪它是一个南倾斜坡，地层一直由南向北超覆。从其上震旦-泥盆系分布较广、石炭-三叠系普遍超覆不整合在下伏地层之上分析，其隆起幅度在逐渐增强，轴部的古生界受到强烈剥蚀。由北向南超覆的侏罗-白垩系在隆起轴部覆盖在中新元古界至奥陶系之上。古近纪-新近纪时期因山前坳陷盆地向前推进，使其掩覆于较厚的新近系沉积层之下。

2. 中央隆起

中央隆起是一条横贯盆地中央向东倾伏的基底隆起，早古生代是北部坳陷的南斜坡，晚古生代是西南坳陷的北斜坡，奥陶纪之后由西向东隆起幅度增大，可见石炭系（塔中 1 井一带）、侏罗系（塔东）覆盖在奥陶系风化壳之上。

3. 塔南断隆（铁克里克隆起＋塔南隆起）

这是另一类性质的隆起，是新生代以来形成的断隆，上覆 1000～2500m 的古近-新近系。

其西南一侧的铁克里克上除零星分布有泥盆-二叠系外，无下古生界和中-新生系发育，表现为多次活动的断隆构造。因近年来在其上发现了一些变质的泥盆系，不少人主张它是一个源自西昆仑的推覆体。东南一侧的民丰至若羌罗布庄是一个宽仅 20 余千米的隆起构造，上新统直接覆盖在古元古界之上，是一个显著的新生代断块隆起。几条南北向地震剖面上均显示古生界均与隆起呈切割关系，未见超覆现象，也反映是晚近时期呈地垒式上升的结果，因隆起幅度大，盖层大部被剥蚀殆尽。

4. 北部拗陷

这是一个从震旦纪至中-新生代的继承性拗陷，盖层厚度达 15km，是我国也是全球典型的继承性拗陷盆地。下古生界-泥盆系为一宽缓巨型向斜，石炭系-中新生界为一向北缓倾的单斜构造，仅晚二叠世短暂隆起，以震旦纪-奥陶纪拗陷幅度最大。

5. 西南拗陷

其中西侧的塔西南拗陷从晚古生代到中-新生代一直处于拗陷状态；东侧的唐古孜巴斯拗陷中寒武-奥陶系厚达 4000m，且逆冲构造发育，石炭系近水平不整合其上。

6. 周边山前拗陷

塔北为乌什-拜城-库车拗陷，南部为塔西南、塔东南拗陷。主要从中生代开始，新生代拗陷幅度最大，都是从早期断陷盆地开始演化为中晚期拗陷盆地。

7.3.2 基底构造

1. 重磁场及深部构造特征

布格重力异常图反映，盆地主体被巨大的环形重力梯度带包围，内部重力异常变化相对平缓，异常幅度变化于 $-70\times10^{-5}\sim-320\times10^{-5}\,m/s^2$。以东经 82°线为界，西部异常变化大，东部异常变化平缓；以北纬 40°线为界，北部异常变化平缓，南部异常变化大。大致反映盆地由三个相互差异的区块组成（张家茹等，1990）：盆地主体具地块性质，由北部柯坪-轮台-库尔勒-库鲁克塔格重力高与南部巴楚-北且末-罗布庄重力高所圈定，这就是真正意义的塔里木台块；塔北重力梯度带北侧为库车冲断变形带的位置；塔西南和塔东南共同构成塔南重力梯度带，两者均一致向昆仑-阿尔金方向异常值急剧降低，显示因地壳不断向南减薄所致。三个区块基底有差异，故古生代与中-新生代的沉降史明显不同，台块部分为一台盆环境，围绕满加尔裂陷发育槽盆-台地相沉积；北部边缘中-新生代强烈沉陷，后期被冲断变形所改造；南部边缘在早古生代以隆起为主，塔西南部分晚古生代向南急剧伸展减薄，石炭-二叠系与古近-新近系沉积厚度巨大，塔东南则主要表现为一个中-新生代山前拗陷。

图 7-23 是塔里木盆地航磁异常图，大致可分为六类异常：①北部广阔平缓负磁场区，位于塔中纬向磁力高以北、天山以南，其中除库鲁克塔格为变化磁场区外，以东西向延伸的、平缓广阔的负磁场为背景，其上叠加着一些大小不等的或正或负的局部异常，异常强度一般为-80～200nT；其他地区为负背景场，它向北延伸包括了整个南天山，表明后者的基底与塔北陆块的性质类似，后期的活动性是因在古生代被动缘环境下强烈伸展减薄所致。②塔中纬向高值正磁异常带，沿北纬 39°40′，展布于塔中隆起的北部边界，磁异常强度大（一般为 200～

350nT，最大为500nT），埋藏深（化极上延20～40km后仍不消失），这里居里面最浅埋深32～39km。③巴楚剧烈变化磁异常区，大致相当于地面的巴楚隆起，以异常磁强度变化剧烈为特征，为－600～500nT，窄小尖锋的局部异常成群分布；异常体埋藏浅，上延20km后消失，计算基底埋深为2～3km，可能是二叠纪期间基性火山活动的反映。④塔西南宽缓高值正负相间磁异常区，位于巴楚异常带之南，向南延伸到昆仑山前，由九条北东向正负相间的宽缓磁异常带组成，正异常强度为250～350nT，负异常为－110～－60nT。⑤塔东南正负变化磁异常区，相当于现今的塔南隆起和东南拗陷；方向凌乱，异常走向以北东向为主，但也有近南北向、东西与北西等方向；磁强度变化大，为300～600nT；埋藏浅，上延20km与40km后消失。⑥塔东磁异常区，位于若羌南北一线以东；北侧的东库鲁克塔格为强度较大的负背景场；罗布庄周围为平缓升高的正磁场，强度为180～200nT；罗布庄以南的库木塔格地区为一平缓变化的负磁场，整个区域表现为由不同性质的块体镶嵌组成（张家茹等，1990）。



图7-23　塔里木盆地航磁ΔT平面等值线图（单位：nT）
（张家茹等，1990）

塔里木盆地部分总的重磁特征变化平缓，明显区别于周边造山带剧烈变化的异常；加之薄的、比较均一的地壳厚度（39～42km）比周边造山带薄十余千米；异常低的地温梯度（平均1.8～2.0℃/100m）和低的大地热流值（隆起区为60mW/m^2，拗陷区为40～50mW/m^2）（王钧等，1990）远低于松辽、华北盆地，也低于鄂尔多斯与四川盆地，共同表现为非常稳定的克拉通地块性质。

但塔里木盆地的沉积与盖层构造又表现得比上述盆地活动性大，例如，沉陷幅度大，持续时间长，大面积沉陷自震旦纪至古近-新近纪，幅度超过10km；古生代晚期的强烈火山活动；自中-新生代以来具逆冲性质的构造变形等，都表明塔里木的构造演化机制有别于国内其他大型盆地。大家比较关注的有两点：一是塔中正磁异常带的成因问题，对此有四种主张：①太古宙基底隆起，相邻太古宙地层主要是库鲁克塔格出露的托格杂岩和阿尔金北缘出露的阿尔金杂岩，前者主要是一些长英质片麻岩类，磁化率较低；后者由长英质麻粒岩与基性麻粒岩组成，

实际测试也不具有很强的磁性，而且后者古构造线方向为北西向，与塔中东西向正磁异常带方向不同，因此二者都不大可能是塔中强磁异常的异常源。②主张盆地南北基底分属于两个不同性质的板块，正磁异常带正是板块缝合线的位置，阿尔金板块结合带的确立（第 8 章 8.5.5 节）是这一主张产生的主要依据，因后者中红柳沟-拉配泉消减杂岩带近东西向延伸，与正磁异常带走向相同，位置相差不大。但这一主张的最大障碍是，塔里木从震旦纪至奥陶纪是一个南北统一的完整沉积盆地，多条地震测深剖面都显示震旦-奥陶系超覆到塔西南和塔东南，正磁异常带南北无明显的岩相厚度差异，很难设想在板块强烈活动的震旦纪-奥陶纪（以阿尔金为代表）时期板块缝合线却没有明显活动。③正磁异常带为元古宙裂谷系，因为不仅有近东西向展布的塔中正磁异常带，塔西南还有数条北东走向的正磁异常条带，二者异常强度相仿，应是同一裂谷系的反映。④异常的壳幔结构。所以总的来看，高正磁异常可能主要与具基性火山活动的裂谷有关，2003 年在塔参 1 井中发现含闪长岩俘虏体的花岗闪长岩体（$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 891.0～1199.4Ma），为这种推测提供了有力佐证（详见 7.3.3 节）。

另一问题是塔里木地壳测深发现，其地壳厚度与 Moho 面同步起伏（图 7-24），隆起处地壳厚度薄（如塔中隆起为 37～39km），拗陷处地壳厚度大（塔中拗陷地壳厚度为 40～42km），至 50km 的地幔中亦显示这种变化。这一状态肯定由地幔深处的物质不均匀分布来补偿，即拗陷处存在高密度的重力锚，隆起处存在着低密度的上浮物质，与一般盆地成因不同，其构造意义不可低估。

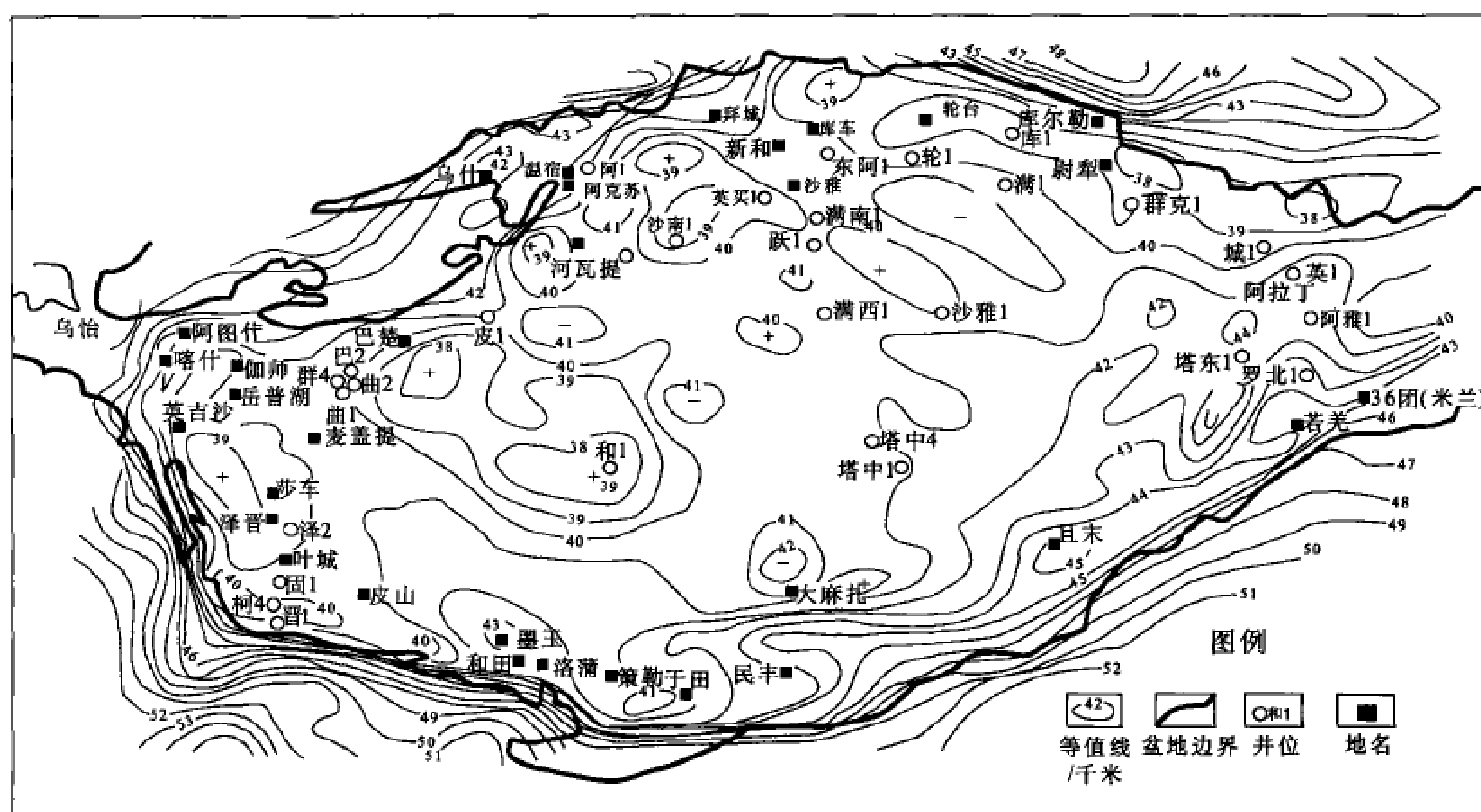


图 7-24　塔里木盆地 Moho 面等深线图

（张家茹等，1990）

2. 基底结构

塔里木基底地层主要出露于库鲁克塔格、柯坪与铁克里克三个隆起之上，阿尔金杂岩成因复杂另当别论。库鲁克塔格辛格尔南的古太古界称托格杂岩，主要由片麻岩、变粒岩和少量斜

长角闪岩和片岩组成，以普遍混合岩化为特点，原岩主要是中酸性火山碎屑岩-杂砂岩，已获得 Sm-Nd 等时线年龄为 3.3Ga（胡蔼琴，1995）；角闪岩呈残留体存在，原岩为弱亏损地幔玄武岩。不整合于托格杂岩之上的古元古界兴地塔格群以结晶片岩为主，夹石英岩、大理岩，韵律性强，原岩为中-低密度的浊流沉积。中元古界下部称波瓦姆群，由石英岩、大理岩和以云母、石英为主要成分的片岩组成，为被动陆缘浅海沉积。中元古界上部称爱尔基干群，下部主要由碳酸盐岩组成，含叠层石；上部主要为绿片岩、变质火山岩及千枚岩等，总体上为构造较稳定的滨-浅海沉积。新元古界帕尔岗塔克群下部为浅变质碎屑岩，上部为富含叠层石的结晶灰岩、泥灰岩。

阿克苏一带的下部地层为阿克苏群，含蓝闪石变质岩系，原岩由基性火山岩（蓝闪石片岩和绿片岩）和酸性火山岩（钠长石英片岩）、变粒岩和少量浅粒岩组成，肖序常等（1990）曾测得蓝闪石 Ar-Ar 年龄为 720Ma，但一般认为其原岩时代应属中元古代（高振家等，1992）。不整合其上的巧恩布拉克群主要为韵律性沉积的灰绿色长石砂岩、粉砂岩，属深海浊流沉积，高振家等（1992）将其归属于新元古界青白口系。

铁克里克一带古元古界下部的喀拉喀什群由二云片岩和斜长片麻岩组成，夹蚀变流纹岩，上部的埃连卡特群为绿泥石英片岩、大理岩、千枚岩等；中元古界下部为变质安山岩、英安岩、流纹岩夹白云岩及砂岩，上部为叠层石灰岩、泥岩和砂岩，含磷块岩（苏玛兰群）；新元古界为粉砂岩、泥岩、硅质岩、叠层石灰岩环境，上部夹安山岩、泥质岩，多千枚岩化。

以上资料反映，塔里木板块的基底形成较早，古太古代已有古陆核存在，以塔中正磁异常为界，南部稳定较早，大概在吕梁期，中-新元古代已进入裂谷与裂陷活动期，北东向的正磁异常轴代表了裂谷或裂陷的走向。北部稳定较晚，约在晋宁期（塔里木运动），震旦纪进入裂谷或裂陷活动期，塔中东西向正磁异常截切塔西南北东向正磁异常正是这种基底差异的表现。与华北板块、扬子板块比较，中新元古界它们都主要是被动陆缘浅海环境，但塔里木地区的区域性低级变质作用却持续到新元古代，显现为高地温梯度较为活动的环境。

7.3.3 构造-沉积特征

早古生代为阿瓦提-满加尔、塔西南-塘古孜巴斯古裂陷活动时期；志留-泥盆纪为盆地挤压隆升沉积范围大大缩小的时期，这与区域板块分裂到碰撞拼合时期基本一致。石炭纪-二叠纪时期除塔西南为拗陷型裂谷盆地和塔西北局部发育早二叠世前陆盆地外，盆地主体为一弱伸展环境，全面沉降，幅度不大而均一；早二叠世晚期有广泛的裂谷活动；晚二叠世中东部全面抬升；中生代至古近纪时期因横贯中亚南部的科佩特北特提斯洋盆一直处于分裂阶段，盆地总的仍属于弱伸展环境，相当于这一洋盆北部的被动陆缘，在阿克苏南北一线以西直至古近纪时期仍有海水侵入，在此背景下山前拗陷盆地开始发育；自新近纪以来，随着科佩特洋盆的关闭及伊朗-青藏高原强烈隆升，山前拗陷强烈沉降，并引起盆地主体全面沉降，后期因构造反转而全面抬升。

1. 古裂陷是制约盆地演化的主导因素

1）北部裂陷（阿瓦提-满加尔）

满加尔裂陷已为大家所熟知，据许效松等（2005）的意见，它向西与阿瓦提拗陷应连为一体，故在这里称阿-满裂陷。早期主要活动于震旦纪-奥陶纪，轮南 59 井-满参 1 井-且末一线以

东，震旦-奥陶系为一深海-次深海含大量火山沉积的浊积岩盆地，由此向西渐变为碎屑岩-碳酸盐岩台地相沉积，并向塔北、塔中海侵上超。地震资料证实，在轮东-古城和罗西一线（穿过罗西1井）存在两条近南北向展布的岩相突变带（坡折带，图7-25），前者属缓坡型，自寒武纪到中奥陶世逐渐向东迁移；后者属陡坡型，呈现为多期垂向叠加。志留纪时沉积范围缩小，深海盆地已不存在，从满加尔向西逐渐由砂泥坪过渡为砂坪-滨岸相沉积；侏罗纪至白垩纪时期，满加尔地区又是拗陷幅度最大的地区。与其他裂陷一样，显生宙以来虽在逐渐消亡，但仍呈现为活动-平静反复交替的多旋回发展。

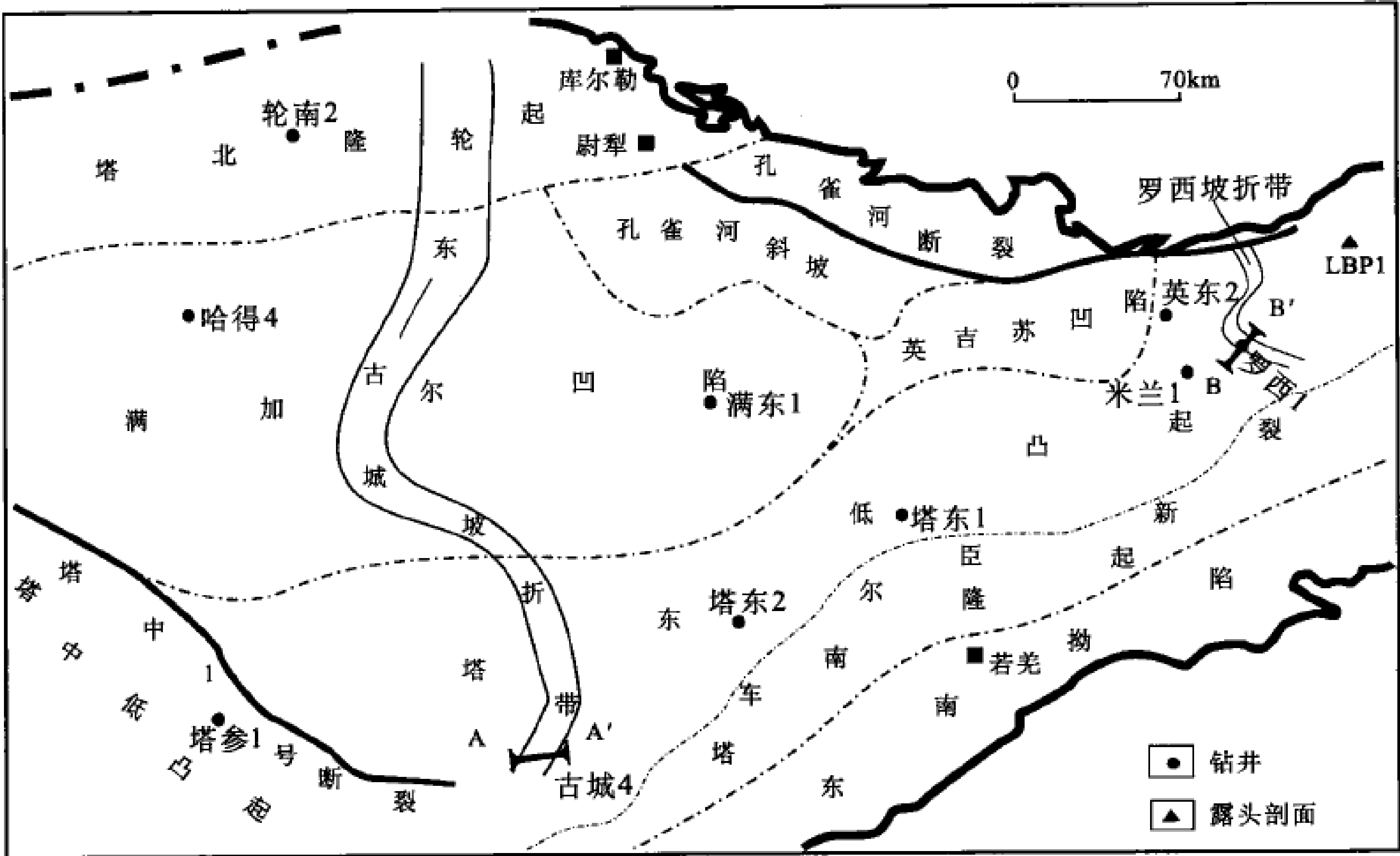


图7-25 塔里木盆地东部寒武纪-中奥陶世坡折带位置示意图

（罗俊成等，2008）

A-A′. 轮东-古城坡折带；B-B′. 罗西-井坡折带

盆地主体的下震旦统分布局限，主要分布在塔中隆起以北、兴地断裂以南的盆地东部，下震旦统底部为1170m的火山岩系，中部为5000m的粗碎屑岩夹中基性火山岩，上部为600m厚的白云岩、泥岩、砂砾岩。上震旦统分布范围广，主要为滨浅海碎屑岩、碳酸盐岩，厚200～1000m。其中库鲁克塔格的震旦系以巨厚的碎屑岩沉积为主，碳酸盐岩的厚度仅占总厚度的10%；以成熟度差的深水浊积和冰筏-海洋沉积为主，发育双峰式火山岩套，应属于典型的古裂陷。盆地其他地区以铁克里克、柯坪地块的地面露头为代表，发育红色粗碎屑岩、大陆冰碛，中上部发育含磷层和碳质层，火山活动不发育，代表一种稳定的台地相沉积。

寒武系以库尔勒-且末一线为界，东部为次深海沉积，发育硅质泥岩、泥灰岩、灰岩、厚200～600m；西部为台地相区，为碳酸盐岩与碎屑岩沉积，以塔中1井为代表，厚400～2000m。据罗俊成等近期（2008）研究，早寒武世：满加尔一带为深拗陷盆地，沉积中心位于满东1井附近，塔东1井、塔东2井、米兰1井和英东2井见下寒武统深海槽盆相泥岩夹含泥灰岩；盆地西部为一套台地相碳酸盐岩沉积，塔参1井钻遇局限台地潮坪相白云岩，

东部罗布庄地区的 LBP1 剖面为台地相白云岩和泥晶灰岩。中寒武世发生海退，满加尔槽盆逐渐萎缩，在塔东 1 井和塔东 2 井为浅海陆棚灰岩、泥灰岩沉积；塔西地区为局限台地和开阔台地相；LBP1 剖面为台地相白云岩和湖相泥岩。晚寒武世：持续海退，盆地继续缩小，满加尔地区以浅海陆棚相泥岩、泥灰岩沉积为主，周边地区普遍发育白云岩台地或台地边缘相沉积。

奥陶纪古地理同寒武纪。早-中奥陶世槽盆拗陷进一步加剧，塔东 1 井和塔东 2 井一带沉积了半深海-深海相浊积岩、泥灰岩、碳质泥岩和放射虫硅质岩，西部为台地相灰岩、白云岩沉积。晚奥陶世发生大规模海侵，塔东主要为深海槽盆相超补偿沉积，为厚度巨大的浊积相深灰-黑灰色砂岩与泥岩互层。轮东-古城坡折带被海水淹没，沉积了巨厚槽相碎屑岩，其上的古城四井主要为亮晶砂屑灰岩、藻砂屑灰岩和鲕粒灰岩，岩石薄片中见三叶虫碎片；罗西坡折带构造抬升，剥蚀强烈，厚度仅余 260m，罗西 1 井以砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩和生物碎屑灰岩为主，为台地边缘典型的高能粒屑滩相。晚奥陶晚期大面积抬升剥蚀，使上奥陶统主要分布在北部拗陷和唐古孜巴斯拗陷区内，厚 400～2000m，其他地区厚 200～600m。

志留-泥盆系残缺不全，主要分布在北部拗陷区内，向隆起上超覆，志留系主要为滨浅海相碎屑岩，最大厚度可达 2000m（东部），泥盆系为滨浅海-陆相碎屑岩沉积，厚 300～1500m。

石炭系-下二叠统。石炭系为盆地内古生界分布范围最大的一套沉积，为海陆交互相碳酸盐岩、碎屑岩，厚 600～2000m。下二叠统沉积范围稍小于石炭系，为一套海相到陆相粗碎屑沉积，厚 0～1800m。与下伏地层不同的是，这时的沉降中心为塔西南地区和阿瓦提拗陷。

早二叠世晚期盆地北部广泛存在玄武岩、中酸性凝灰岩沉积，且有花岗岩侵入（图 7-26），代表一次强烈地与地幔柱有关的面状裂谷活动，导致海水退出，差异活动增强。自晚二叠世始，盆地进入断块活动时期，一个特点是周边地区均从这一时期开始拗陷，主体部分的差异活动十分显著。例如，上二叠统沉积偏于西部（轮台-塔中 1 之西），三叠系偏于中部和北部，形成一套滨浅海-深湖相沉积；侏罗纪-白垩纪时期，中央隆起及其周边地区隆起，沉积主要分布在盆地东部和西南地区，以山前地带拗陷幅度最大；新生代盆地全面拗陷，但中部薄（500～2500m），边缘地带厚，达 7000～10 000m。

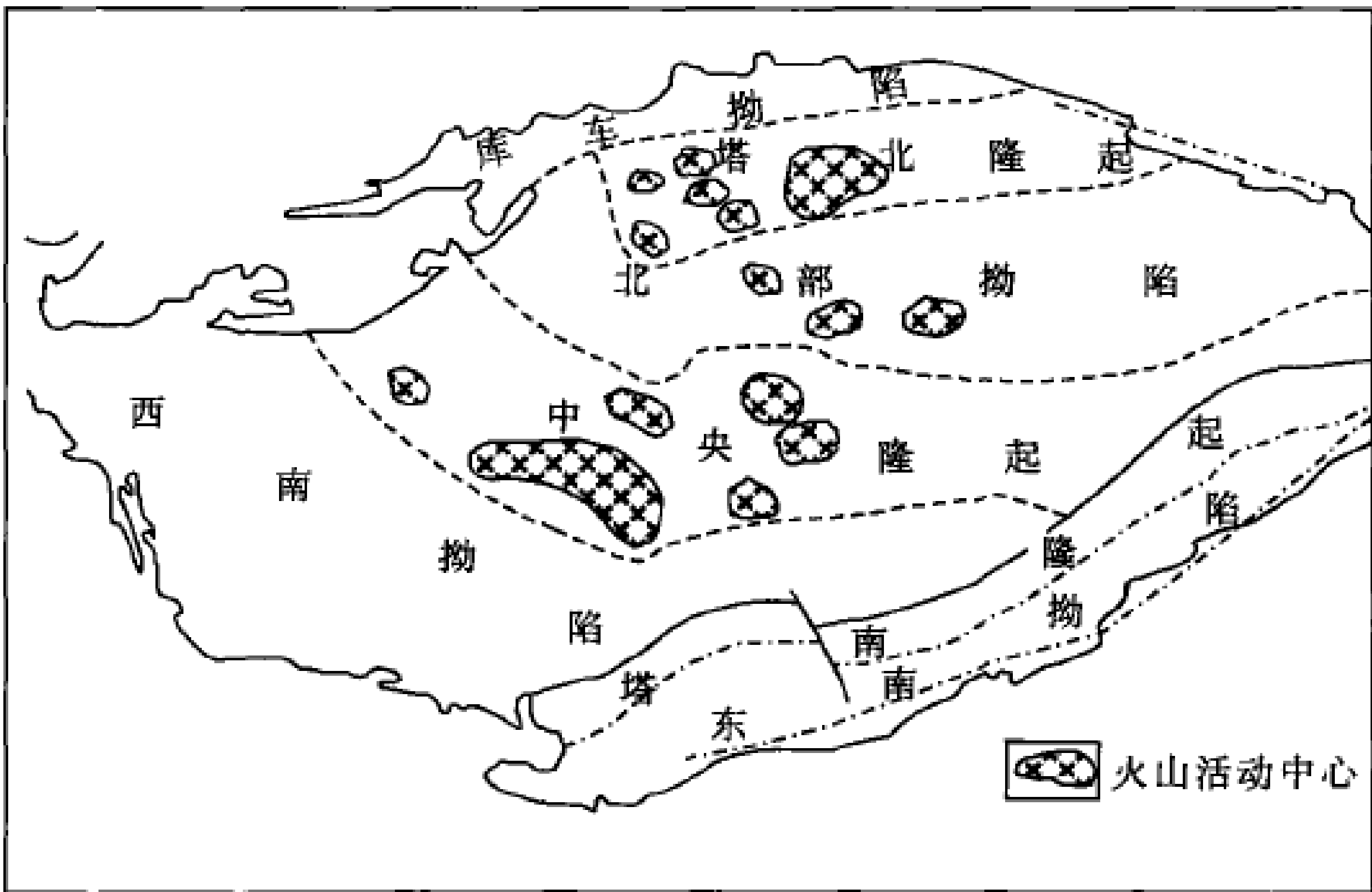


图 7-26　塔里木盆地早二叠纪晚期火山活动中心分布图

需要指出的是：前人（田作基等，1999）多将阿瓦提拗陷与阿克苏北的沙井子断裂相联系，认为它属于断陷盆地或前陆盆地，但其沉降幅度最大的时期是早石炭世（乌什南一度出现深海沉积）和晚二叠世至早三叠世，这两个时期都不是塔北断裂或盆地活动的主要时期（库车拗陷就是最明显的例证），受古裂陷的制约可能才是其强烈沉降的主要原因。这里新近纪至第四纪仍有 4000m 的沉积，既表现为古裂陷的后期活动，又受库车拗陷西向延伸的影响。

2）塘古孜巴斯裂陷

从基底构造分析，塘古孜巴斯裂陷可能是与中部阿-满拗陷性质相同的裂陷盆地。早期的历史已经难于恢复，只在塘古孜巴斯地区见寒武纪-奥陶纪拗陷幅度大于 4000m，并发育复杂的古逆冲构造，志留系明显减薄，局部地段缺失；泥盆纪处于隆起状态，石炭-二叠系近水平地覆盖在志留系之上，反映塘古孜巴斯地区曾一度卷入早古生代西昆仑山前逆冲带之中（图 7-27）。李曰俊等（2008）在研究塘古断裂带时指出，在 MZ95-656、MZ95-650、TB96-648 和 MZ94-644 等地震剖面上，都反映塘古断裂带（亦称玛东断裂带）是一条早古生代的盖层滑脱冲断带，冲断层向下延伸收敛于中、下寒武统的膏盐层（Tg7 界面），向上延伸止于志留系底面（Tg4）。冲断带由五条冲断层组成，相应发育五条背斜带，且断层产状和间距均由北西向南东变陡、变小，反映冲断作用由北西向南东扩展（反冲构造）。

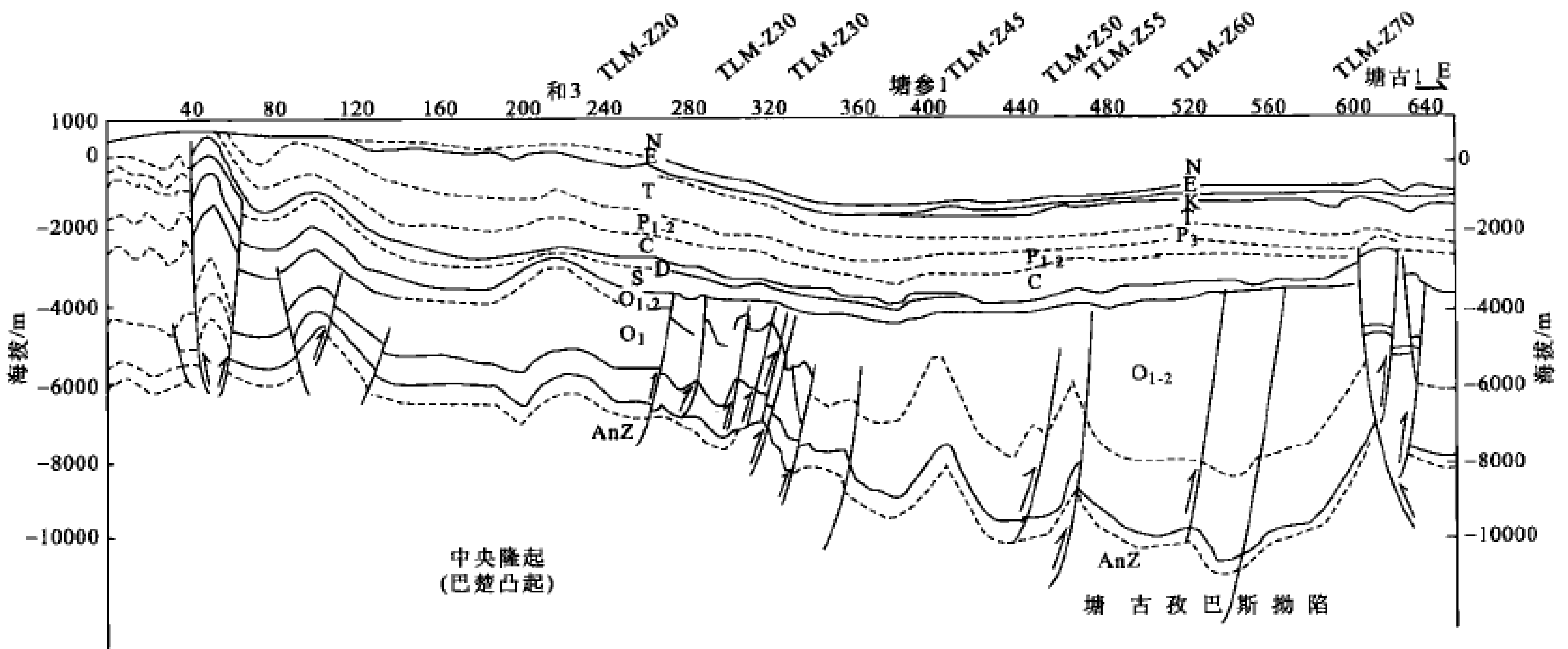


图 7-27 塔西南地区横过中央隆起-塘古孜巴斯拗陷的 TML-1200 地震解释剖面
（李曰俊等，2008）

2. 塔西南地区是一个强烈拗陷的晚古生代裂谷盆地

塔西南拗陷盆地除塘古孜巴斯早古生代拗陷外，其余的和田拗陷、叶城拗陷与喀什拗陷均为晚古生代拗陷，它们都具有石炭纪-二叠纪裂谷盆地的特点。西昆仑北带至帕米尔北缘，存在一个早石炭世-早二叠世火山岩带，因其中包含了一些拉斑玄武岩组分，有人称为蛇绿岩，其中尚赋存有早石炭世放射虫硅质岩。此外，在帕米尔的西缘，据报道亦赋存有早石炭世蛇绿混杂岩（维宪阶）和放射虫硅质岩。因此，不少人认为沿帕米尔北缘存在一个板块边界，是早

石炭世时北昆仑-兴都库什洋闭合的产物（详见第 8 章），故认为其外缘的库山河-齐姆根前缘存在一条石炭-二叠纪前陆盆地。但据区域构造综合分析，石炭至二叠纪时期的西昆仑北缘乌依塔格-库尔浪盆地是一个裂谷盆地，而不是洋盆，其东北前缘的库山河-齐姆根盆地应属裂谷外缘深拗陷盆地（见第 8 章）。

图 7-28 中的齐姆根凸起是喀什低凹与叶城拗陷间的一个鞍状隆起，在布格重力异常图上呈现为一个眼球状重力高带，据地震资料解释（伍致中等，2003），其东北侧存在一个梯度很大的突变带，对应于 T8-Tg8 层段厚度急剧加厚，穿过凸起的所有地震主剖面都反映出，T8-Tg8 相当于晚古生代地层，在邻近凸起的盆内稳定区一般厚 4500m，在邻近凸起的 40km 范围内厚度迅速增加至 20000m。

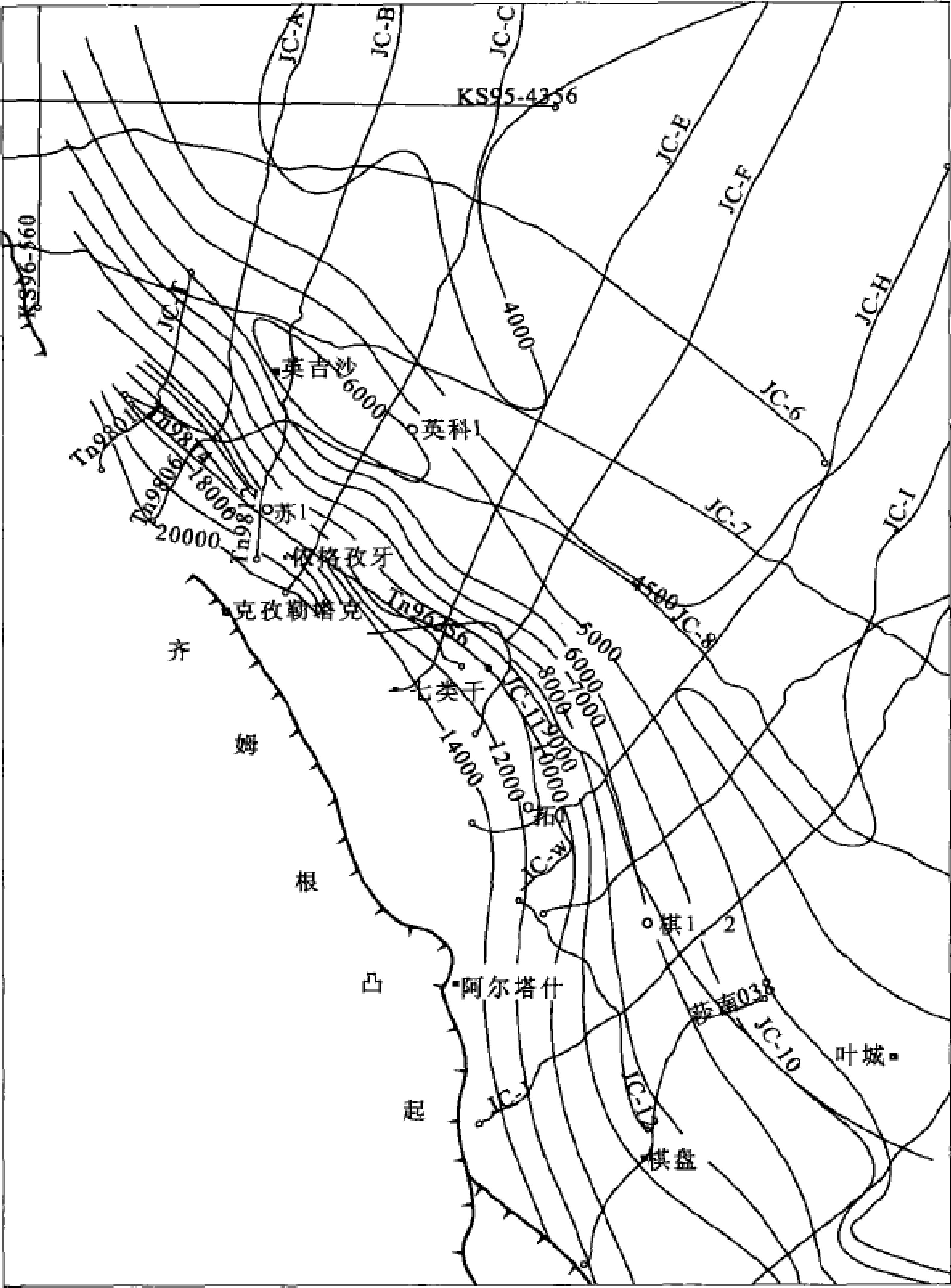


图 7-28 齐姆根凸起 T8-Tg8 厚度图（单位：m）
（伍致中等，2003）

沿齐姆根河的综合地震解释剖面上（图 7-29），古生界均一致由南朝北冲断推覆，变形复杂；自第四纪以来，伴随着西昆仑构造带的隆升，白垩系-新生界沉积盖层形成巨大的反冲系统，由 NE 向 SW 推覆到基底地层之上，强烈变形主要发生在更新世。

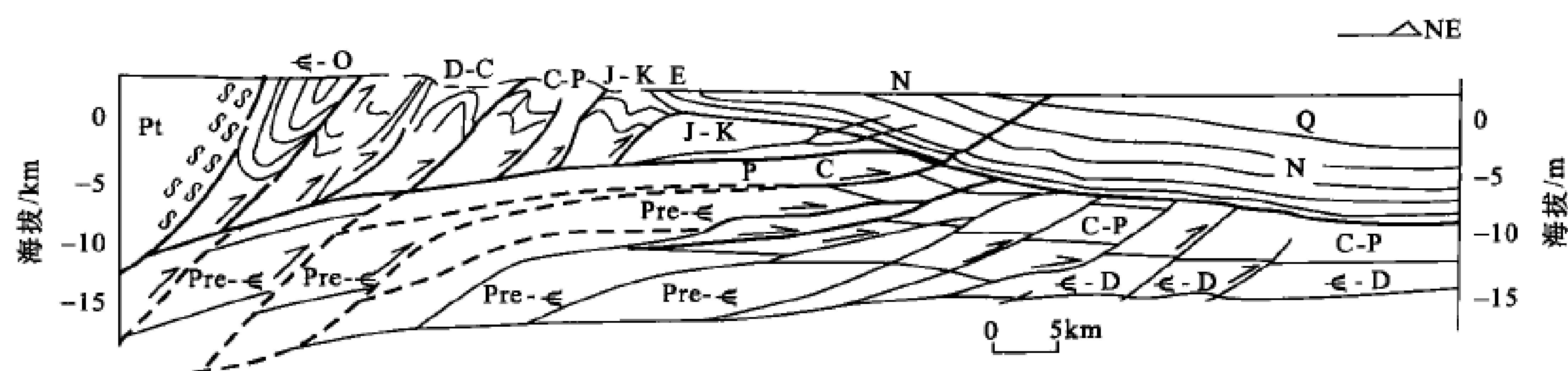


图 7-29　沿棋盘河棋盘-叶尔羌反冲系统地震解释剖面
（曲国胜等，2004）

3. 继承性基底隆起的长期存在

典型实例是横贯盆地的塔中隆起的长期存在。这是一个西部翘起，向东逐渐倾伏下去的盆内低隆起。由于早古生代它是包括塔西南在内的北倾斜坡的南部边缘，晚古生代它又是南倾斜坡的北缘，故表现为继承性隆起；其上缺失中生界，古近系不发育，被新近系全面覆盖，显然未卷入中-新生代早期的山前拗陷之中，应是克拉通台盆中的正向构造单元。

2003 年在塔参 1 井中发现含闪长岩捕虏体的花岗闪长岩体，后者的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 933.8±6.8～891.0±1.9Ma，闪长岩的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 1199.4±6.4～1195.7±1.0Ma，二者的微量元素和稀土元素特征都显示为钙碱系列的 I 型花岗岩（李曰俊等，2003），结论为其形成与碰撞造山作用有关；接着又在塔中 18 井中发现 K-Ar 年龄为 417.8±1.1Ma 的橄榄辉长岩，辉长岩侵入到下、中寒武统中（吴根耀等，2006）；在上寒武至下奥陶统的钙质浊积岩中发现夹有 30～50m 厚的玄武岩层（李曰俊等，2008）。

根据上述资料，李曰俊等认为塔中隆起是在晋宁期碰撞造山带基础上在加里东期重新活动期形成的陆内造山带。构造和沉积上主要表现为其在晋宁期后曾一度隆起，塔参 1 井见寒武系覆于晋宁期花岗闪长岩之上，沉积上表现为$Є_1$ 局限台地相白云岩夹黑色页岩、$Є_2$ 湖相白云岩和膏盐层，这些显然都是构造隆起的反映；$Є_3$-O_1 为伸展期，在其北侧形成深水浊积盆地；中-晚奥陶世塔中断裂以北浊积盆地不断扩大，而塔中隆起上普遍缺失 O_2 沉积，O_3 也仅分布在隆起的北部边缘，奥陶纪末发生构造反转造成志留系与下伏地层的角度不整合，S_1 是盆地中广泛的海侵时期，台地相砂岩、泥岩分布很广，而塔中隆起上普遍缺失 S_1 早期的沉积；S_3-D_2 再次发生冲断活动，形成 D_3-C 底部的角度不整合，S_3-D_2 仅见于塔中隆起的西北隅。

上述现象的区域背景均被解释为因周边板块活动所引起。但是，仅据零星的岩石化学数据难以证明塔中隆起属于陆内造山带，因类似的情况在库鲁克塔格隆起上非常普遍，其主要性质应还是裂谷或裂陷活动的表现；另外，除阿尔金外，巨型南天山、昆仑造山带的构造线均环绕塔里木延展，这是一般克拉通地块的共同特征；此外，变形样式明显与断裂活动有关（图 7-30），并不表现为造山带变形特征。

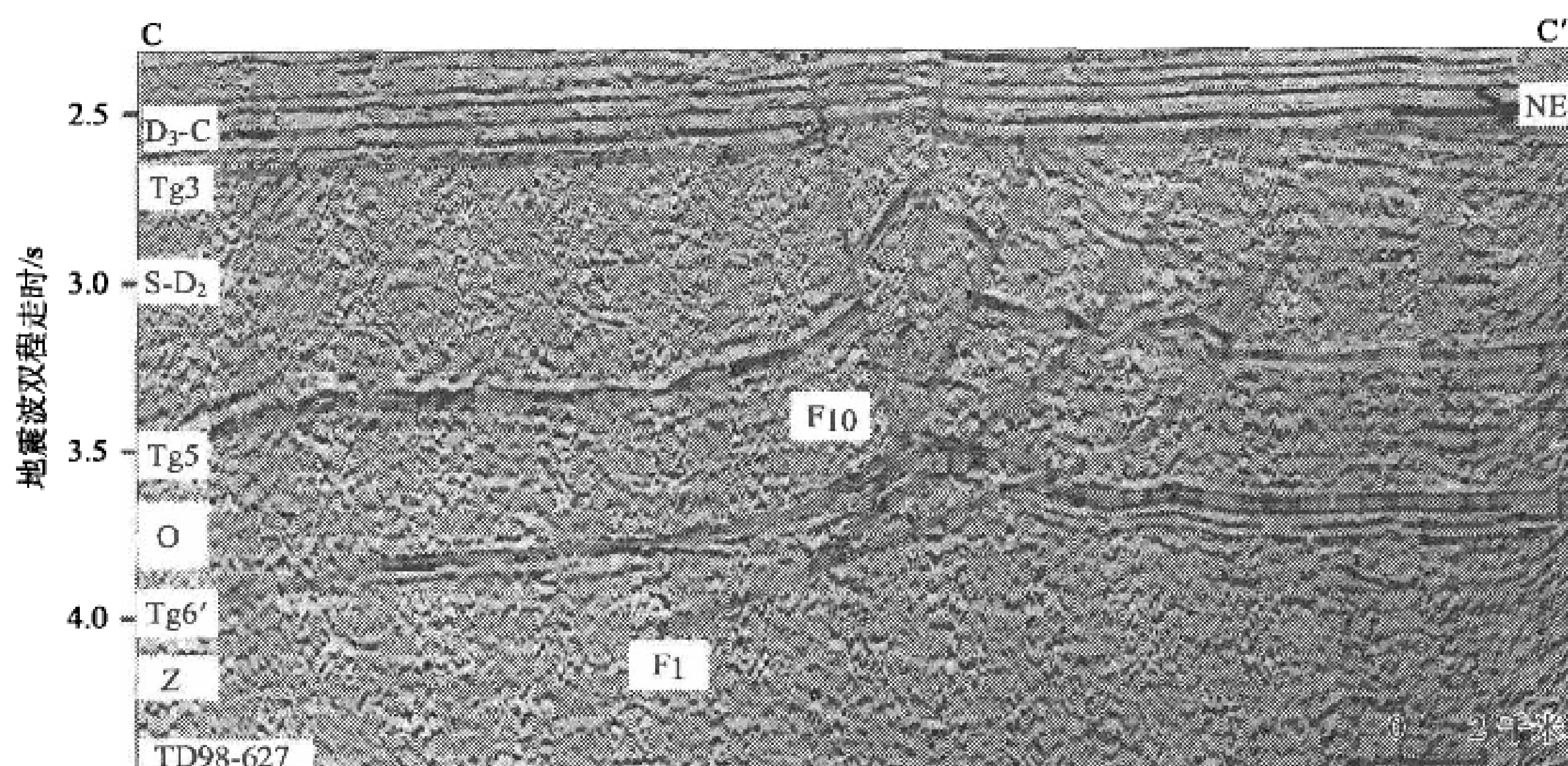


图 7-30 穿过塔中隆起东段的 TD98-627 剖面（塔里木油田指挥部，2008）

Tg3. 石炭系或东河砂岩底面；Tg5. 志留系-中泥盆统底面；Tg6′. 下奥陶统底面；F_1. 塔中 1 号断裂；F_{10}. 塔中 5 井断裂

4. 突出特点——中-新生代周边山前断陷-拗陷盆地的发育

沿塔里木盆地周边均有中-新生代山前拗陷盆地发育，这些盆地的共同特点是（参阅 4.3.3 节）：早期均为断陷盆地，后期则演化为挠曲型盆地，构造反转在上新世末。塔西南的断陷作用开始于石炭纪-二叠纪，中生代相对隆起，新生代强烈拗陷，是塔里木新生代拗陷幅度最大的地区；库车为一中-新生代山前拗陷，断陷开始于三叠-三叠纪，从侏罗纪起不断向南扩展而叠加在塔北隆起之上；塔东南山前断陷拗陷虽开始于侏罗纪，但拗陷主要活动于古近-新近纪。

7.4 卡拉库姆板块与盆地

7.4.1 概述

卡拉库姆板块夹于南天山西段和科佩特-兴都库什山之间，西临里海，北里海盆地的一部分可能属于这一板块的西向延伸（图 7-31）。东延经阿赖地堑与塔里木板块相连，因为对卡拉库姆板块的基底所知甚少，目前还很难说清二者的关系。

正因为对卡拉库姆板块的基底了解得不多，其构造属性争议还比较大。别洛乌索夫（1957）早年认为图兰地区是世界台坪的典型代表，但含义比较模糊，仅把它定义为盖层厚度较大的地台。也有不少人主张图兰具海西期褶皱基底，可以近期的任纪舜等（1999）为代表，依据主要是不少钻孔中都发现其晚古生代-三叠纪沉积为火山沉积。

需要指出的是，原苏联学者早年提出并为我国学者所熟知的图兰台坪实际上包括了不同的大地构造单元，由南而北包括卡拉库姆-阿姆河盆地、南天山西段与中天山之间的克孜尔库姆中间地块，我们这里所讲的卡拉库姆板块仅指南天山以南的卡拉库姆-阿姆河盆地与塔吉克-北阿富汗盆地所在地区而言。

从以下几方面考虑，卡拉库姆的主体更像是一个克拉通台块：①地壳厚度不大，为 35～45km，且比较均一（图 7-32），具稳定地块的共同特征；②有太古宇地层出露，基底比较古

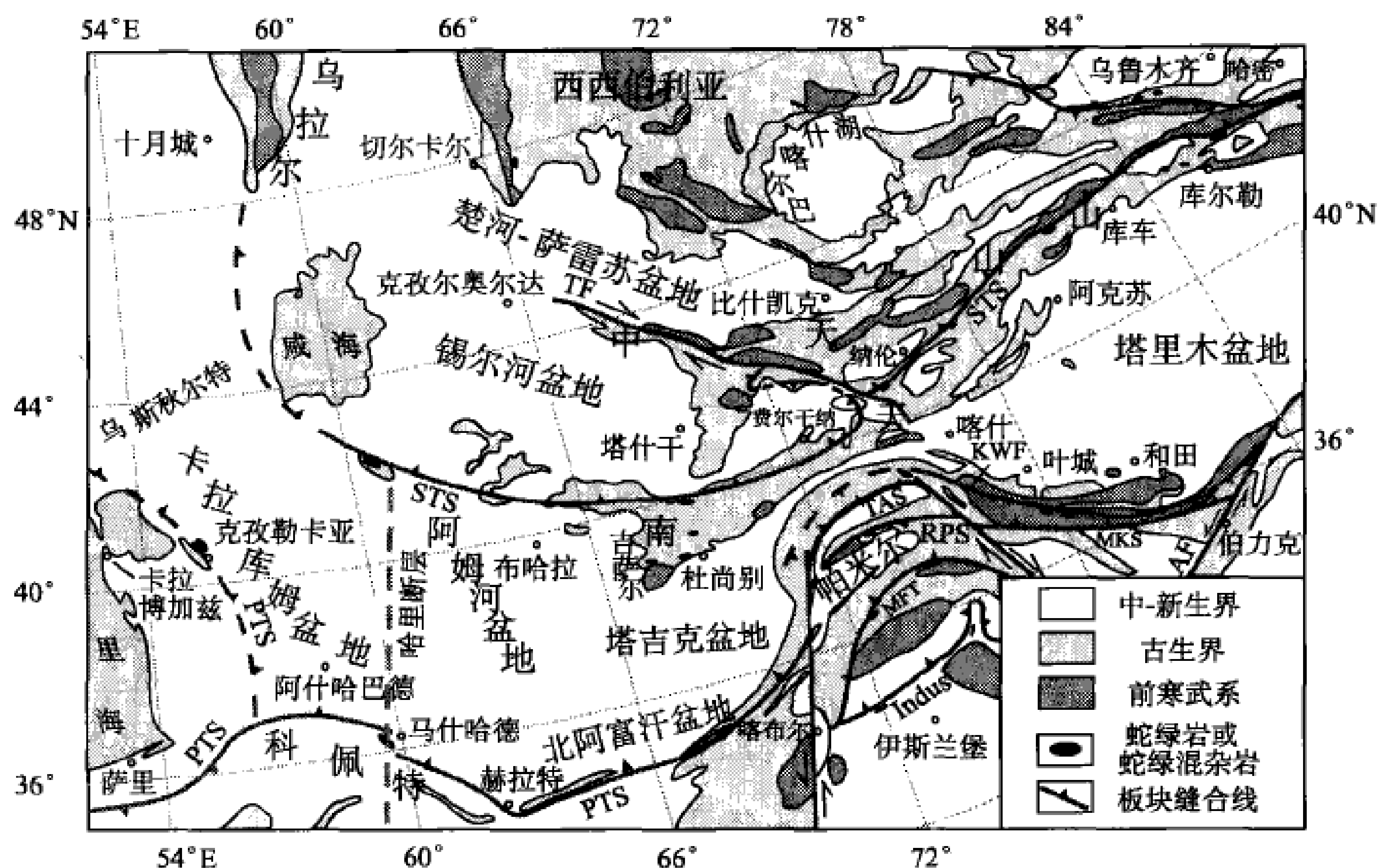


图 7-31　中亚板块构造图

STS. 南天山缝合线（D_3-P_1）；KWF. 库地-柯岗断层（原特提斯缝合线，Pt_3-Pz_1）；MKS. 麻扎-康西瓦断裂（中国古特提斯缝合线，T_3 末）；TAS、Tanymas-Akbaytal 缝合线（T-J_1）；RPS. Rushan-Pshart 缝合线（J-K_2）；MFT. 主喀喇昆仑逆冲断裂带（或 Shyok 缝合线，K_2）；Indus. 印度河缝合线（E_2）；PTS. 中亚古特提斯缝合线（T_3 末）；TF. 塔拉斯-费尔干纳断裂；AF. 阿尔金断裂

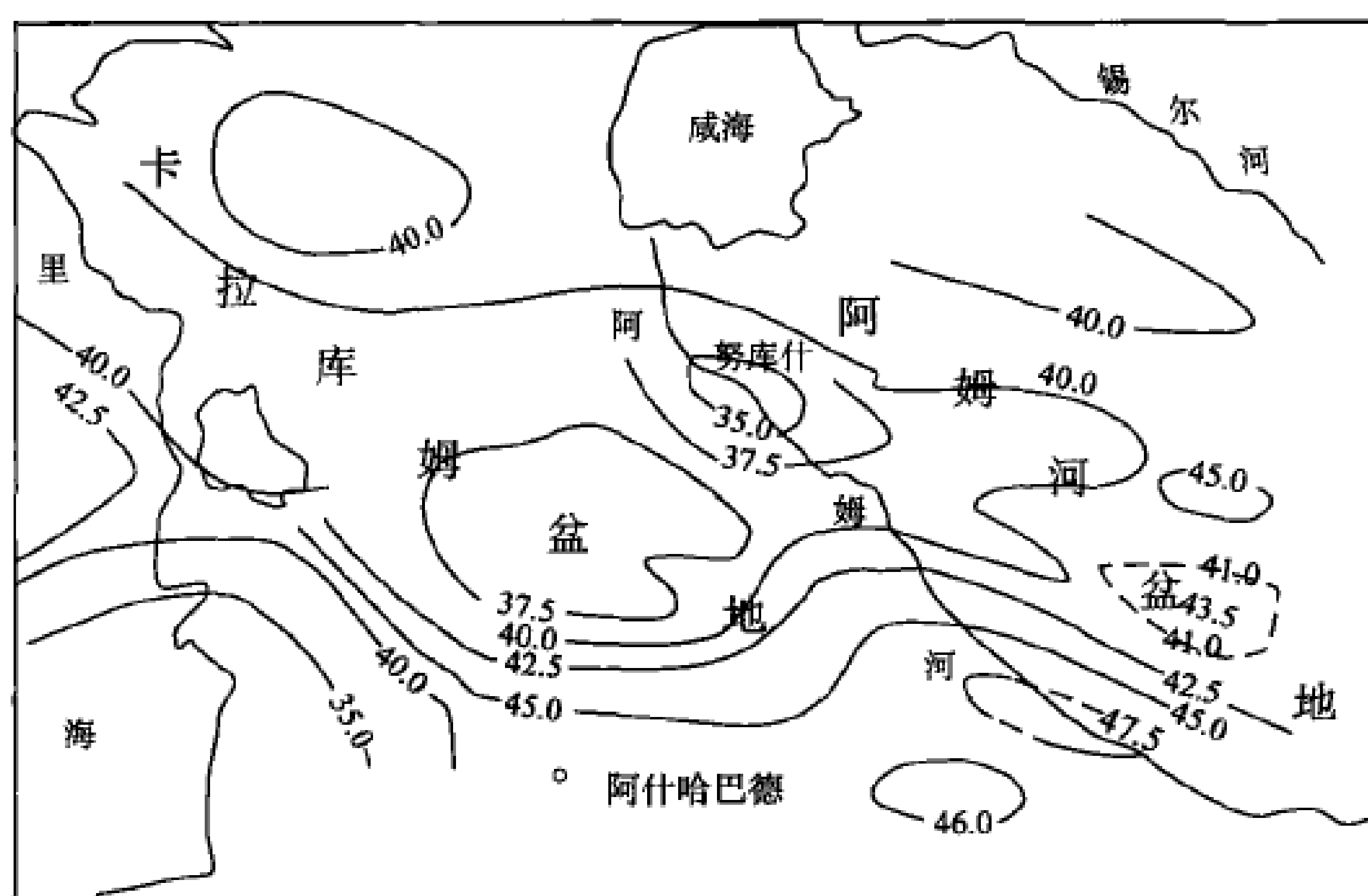


图 7-32　卡拉库姆板块地壳厚度图（图中等值线表示地壳厚度，单位：km）

（朱努洛夫，1985）

老；③中新生界盖层构造简单，只发生挠曲变形和盐底辟，仅帕米尔西北缘的塔吉克地区盖层具隔挡式褶皱特点；④两侧造山带的走向沿盆地边缘延伸，反映变形时中间有一个刚性地块存在。

图 7-32 显示，以阿姆河为界，西南一侧以卡拉库姆盆地为中心，地壳厚度为 35～37km，

且向南增大，在科佩特山前拗陷一带增加到44～45km；阿姆河以东为阿姆河盆地，地壳厚度由北向南为41～45km。南天山地壳厚度为46～48km（以费尔干纳盆地为代表）；南缘从阿赖山脉下面的62～65km增加到帕米尔东南的72km，显示卡拉库姆地区是介于两侧造山带间的地块型地壳。其上地幔低速层埋深100～150km，厚20～30km，居里等温面（578℃）浅，在25～30km处；而南天山低速层可深达200km，且居里面深至40～45km。故塔尔-维尔斯基等认为盆地拗陷是由于中新世-早上新世软流圈物质上升所致。

与塔里木板块不同，卡拉库姆地区由几个破碎的克拉通地块组成，大致上可分为由三条古裂陷分割的四个小地块，三个古裂陷由东向西是吉萨尔、哈里努德和土阿尔克尔，它们主要活动于海西期，表现为类似造山带的活动性，中-新生代时期均表现为隆起或长垣，显示为拗陷盆地中的正向构造单元。被它们分割的四个地块无论是地壳厚度、岩相建造还是盖层构造变动均有较大差异。这四个地块是：塔吉克、阿姆河、卡拉库姆与南里海东缘的卡拉博加兹。其中仅塔吉克有前寒武系基底出露，在塔吉克盆地西缘的吉萨尔山西南支拜松地块上（图1-16）太古宙地层称拜松群，以片麻岩和结晶片岩为主；元古宇地层称苏尔群，由黑云母夕线石片麻岩、黑云母片岩、石英岩、角闪岩、花岗片麻岩和变中-酸性凝灰岩组成，与塔里木板块的基底岩系相似。其他地区在早古生代都以广泛发育与塔里木类似的礁灰岩为特点。

7.4.2 构造-沉积演化

板块之上的中新生界盖层很厚，古生界的性质尚不十分清楚，已有资料反映，板块腹部以台盆相沉积为主，边缘地带常发现有古生界变质岩、火山岩和花岗岩，有些人据后一种情况认为这是古生代基底比较活动的反映；但也可能前者是稳定地块的位置，后者是没入盆地之下的造山带基底，因为盆地后期扩展将两侧边缘的部分造山带卷入盆地盖层之下，这在南天山西端是明显的，大部向西尖灭消失（图7-31）；另一种可能是，上述变质岩、火山岩基底是古裂陷的反映。中-新生代则整体是一个向西南伸展减薄的被动陆缘盆地，海水多次由西南向北东方向侵入形成滨浅海相碎屑岩、灰岩，潟湖相膏盐和海陆交互相、陆相砂泥岩含煤沉积，海侵最后结束于上新世早期。

1. 古生代

佐年沙英（Зоненшайн и дру.，1990）等在《苏联疆域板块构造》一书中主张，中亚的板块分裂出现在550Ma以前，在一些板块边缘出现了深水硅质浊积岩，但克拉通腹地则以台盆沉积为主。据土库曼西部、阿姆河下游及布哈拉一带的少量钻孔及二叠系灰岩砾石判断，古生界为一套灰、灰黑色致密坚硬砂岩、泥页岩、火山岩和变质岩，在二叠系砂岩的砾石中发现早志留世腕足类化石 *Pentamerus parvulus* Tchern.，*Rhynchonella* Barr. 等；中-晚志留世地层中发现 *Amphipara patokensis* Riab.，*A. koivensis* Riab.，*Seomatoparella* sp.。在东土库曼与乌兹别克接壤地带，下石炭统吉吉坦岩系下部为磨圆度很好的砾岩，其上为大理岩化灰岩、玢岩和石英斑岩，厚500～600m，并被红色花岗岩侵入，其灰岩中赋存维宪期珊瑚化石。在吐阿尔吉尔长垣核部，古生界片岩之上的二叠系是一套红色陆相砂砾岩和泥岩，相当于磨拉石沉积，厚1000～1200m。

2. 中-新生代

经海西造山作用之后，中亚各地块已经拼合，但南缘的科佩特海并未关闭，故中-新生代

时期一直是一个向西南倾斜伸展的被动陆缘，向东还波及中国的新疆地区。

从中生代初到古近-新近纪，西南一侧均以海相沉积为主，时夹陆相、潟湖相到海陆交互相沉积，厚度大；向东北一侧厚度减薄。三叠纪期间被动陆缘面貌已具雏形，从西（南）到东（北），从海相（砂质泥岩与灰岩沉积）到海陆交互相（砂页岩、砂质，富含植物化石）；从与二叠系整合过渡到高角度超覆不整合；时代也从早三叠世到仅有晚三叠世沉积；与上覆侏罗系呈高角度不整合到微角度不整合。表明因地壳伸展引起的沉陷从西南一侧开始逐渐扩展到东北，伸展强度早期西南一侧表现为逐步增强，东北一侧表现为逐步减弱。

下-中侏罗统在西南一侧为滨海平原相砂泥岩、砂岩互层，厚2800m；上侏罗统为砂泥岩、粉砂岩、砂岩互层，上部为深灰色泥岩与砖红色砂岩互层，厚500m±，与东南一侧不同的是缺乏膏盐层。东部阿姆河一带下部为陆相和海陆交互相含煤碎屑岩建造，厚0～1900m；上部为潟湖相到海相沉积，由碳酸盐岩与膏盐层组成，厚1080～1410m（图10-3，A）。

白垩系为干燥气候条件下的潟湖相、浅海相和少量陆相地层。西南（中央卡拉库姆、西南土库曼和南土库曼）一侧下白垩统下部由海相黑色碳酸盐岩组成，夹少量泥灰岩、粉砂岩和灰质砂岩，厚1300m；上部由陆相碎屑岩组成，厚1200m。上白垩统总厚1500m，下部为海绿石砂岩夹厚层灰质泥岩，上部为泥灰质页岩和粉砂岩。东北（阿姆河一带）一侧下白垩统由下向上为陆相-潟湖相碎屑岩夹膏盐→海相-潟湖相碳酸盐岩和泥岩→夹石膏的海相泥砂岩→砂泥岩，总厚450～800m，反映是一个海退逐渐扩大的过程。

古近系-新近系。西南一侧古近系是海相暗色泥岩和粉砂岩，厚2000m，新近系从下部的海相暗色泥岩到中部红色陆相碎屑岩，再到上部的海陆交互相沉积，在拗陷地带厚度可达9000m。东北一侧古-始新统为海相-潟湖相灰岩、泥灰岩、砂泥岩夹白云岩、石膏层，一般厚度小于800m；渐新统-中新统下部，从下部的陆相砂泥岩到夹有石膏、灰岩的海相层，厚60～200m；中新统到上新统下部从海相与冲积平原相砂泥岩到上部的海相灰岩、泥岩与石膏沉积，厚170～800m；上新统中部到第四系从冲积、淤积环境到洪积、冲积-沙漠堆积，厚千米左右（图10-3，B）。

7.4.3 区域构造特征

1. 古裂陷

三个古裂陷是分割卡拉库姆板块的三条重要构造界线，在Moho面等厚图上是三个梯级带的位置。它们都是南天山和科佩特海槽伸入陆块内部的分支，因其活动一直持续到古生代末，所以卡拉库姆地区尽管有古陆核存在，稳定盖层均被掩埋到深盆地之下，面貌不清，目前所见的基底岩系多为古裂陷或其边缘沉积（因为在中-新生代它们均为古隆起或长垣，基底埋深浅或已出露地表），这就导致克拉通地块存在争议。对三个古裂陷的演化历史目前也不十分清楚，仅吉萨尔古裂陷已隆起成山，人们对其有所了解。吉萨尔位于塔吉克盆地西侧呈北东向斜交南天山构造带，吉萨尔带被大型花岗岩基（长250km）所占据，年龄为280～290Ma，主要为花岗岩-花岗闪长岩，并被年龄为270～290Ma的白岗岩贯穿。岩基周围残留的是石炭纪火山熔岩，下部为枕状细碧岩、安山玄武岩，其上覆沉积层中含谢尔普霍夫期动物群；上部为安山岩、安山玄武岩，含大量凝灰岩、砂岩、碳酸盐岩，年龄为巴什基尔期-莫斯科期；上石炭统的复理石和滑塌层覆盖在早中石炭统火山熔岩之上，并在早二叠世褶皱变形，并被向南推覆的北吉萨尔逆掩断层系切割。佐年沙英（1990）认为吉萨

尔火山岩为低钾拉斑玄武岩，故称为吉萨尔岛弧带，其相邻的拜松地块上杜内期沉积为高碱酸性火山岩与礁灰岩，认为是弧后环境。实际上二者一起应组成一个古裂陷和裂陷边缘，否则这类深入并消失于陆块内部的活动带很难从区域上解释，把它延伸到帕米尔更没有什么依据。

2. 塔吉克地块与塔吉克盆地

塔吉克盆地（包括北阿富汗在内）的主要特点是新生代末变形强烈，形成一系列卷入古生界-中生界基底的NE走向的梳状褶皱（图7-33）。盆地形成于侏罗纪（北部厚1000m）；海相和陆相白垩系厚度巨大，达5000～6000m；渐新统-中新统磨拉石厚3000m；上新统-第四系粗碎屑岩在山前地带厚4000m。

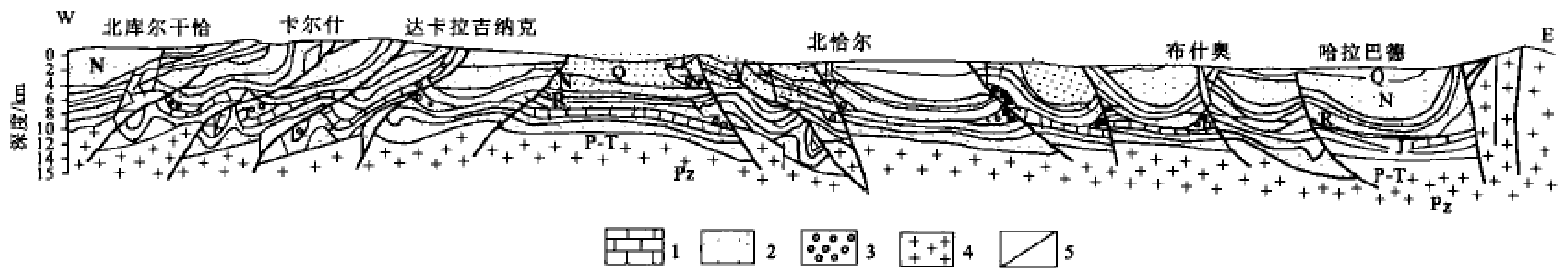


图7-33 塔吉克-北阿富汗盆地构造剖面图

（Дикенштейн и дру.，1977）

1. 灰岩；2. 砂页岩；3. 砾岩；磨拉石；4. 花岗岩；5. 断层

叠加变形特征非常明显，上侏罗统碳酸盐岩等深线表现为底板是一个南倾斜坡，由天山前缘的深1500m向南增大到6000m；而古近系顶面等深线则为NE走向，是一束向NE收敛的隆起和拗陷，上面还叠加一些“X”型断阶、断隆。据兹耶夫等（1983）研究，主导构造运动发生在新近纪-第四纪初。新近系下部倾角为70°～80°，甚至倒转，上部倾角为10°～15°，以陆相磨拉石沉积为主；晚上新统-中更新统由冲积砂砾向上变为黄土状亚黏土，不整合于下伏地层之上。

3. 阿姆河块断带与阿姆河盆地

位于吉萨尔以西、哈里努德断层以东。块断特征在Moho面等深图（图7-32）上表现为厚度分布的不均匀；盆地构造图则表现为周围被断阶环绕，中部被长垣分割；拗陷介于这些隆起带间，拗陷最大地带中新生界厚14～15km（北卡拉比尔拗陷）。上侏罗统（启莫里-齐顿期）1000多米厚的蒸发岩将沉积层分割为上、下两大部分，下部为碳酸盐岩（J_3）和陆相层（$J_{1\text{-}2}$），上部为海陆交互相、陆相碎屑岩（K-Q）。前侏罗系基底为一堑垒式结构［图7-34（a）］，上覆岩层因沿塑性层滑动而发生宽缓变形，主要滑动层为上侏罗统（J_{2-3}）石膏和盐岩层、下白垩统（K_1^1）泥页岩层；主要构造样式为拱起的短背斜。它们共同构成两套区域性生储组合，布哈拉断阶带、查尔朱断阶带是两个主要油气聚集带。

4. 卡拉库姆盆地

Moho面等深图（图7-32）显示，卡拉库姆地区为一个南倾地块，基底结构与盖层变形特征类似于阿姆河盆地［图7-34（b）］。北部为卡拉库姆背斜，地壳厚度可小到36km，向南至

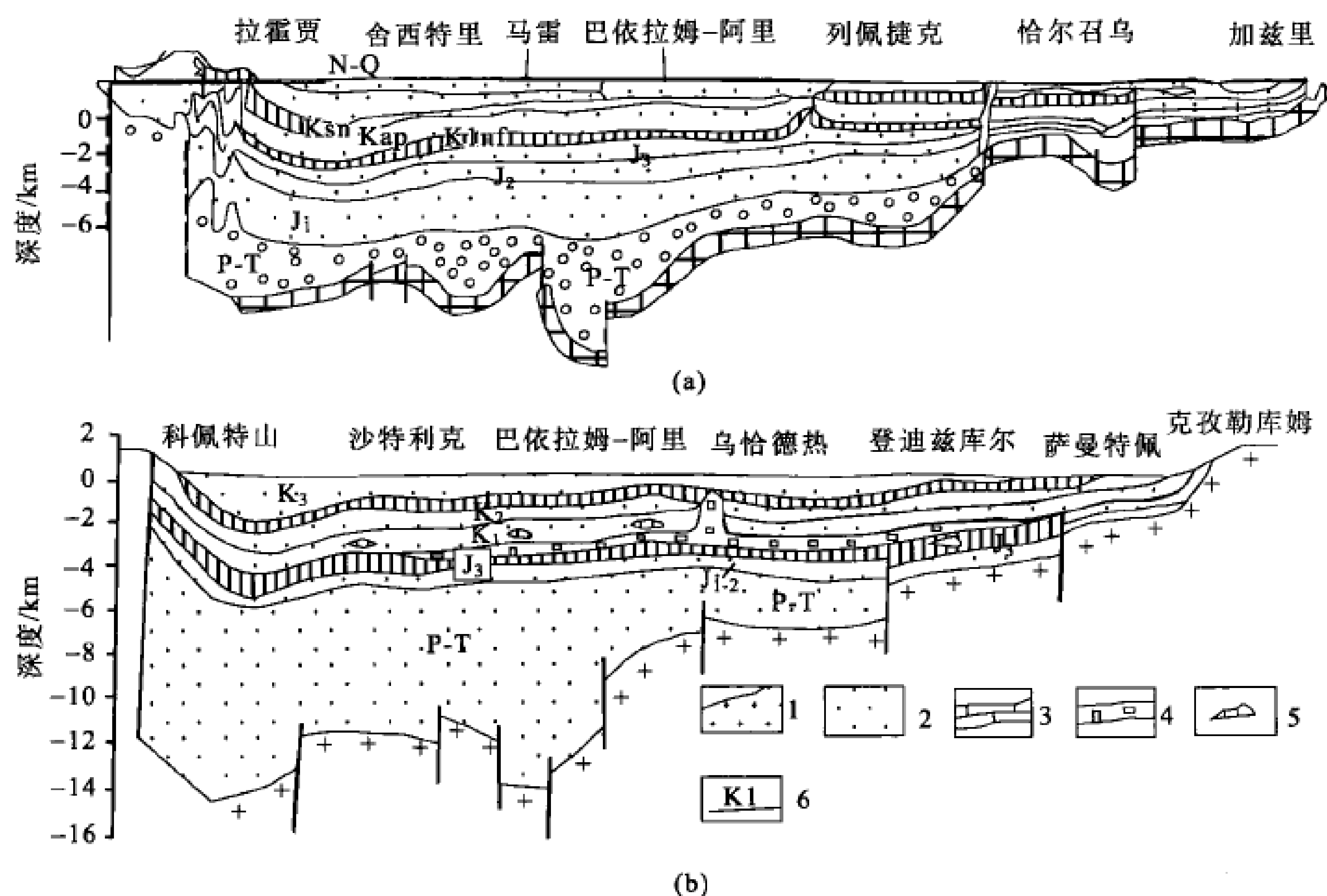


图 7-34　卡拉库姆盆地-阿姆河盆地构造剖面

(Дикенштейн и дру.，1977)

(a) 阿姆河盆地构造剖面图；(b) 卡拉库姆盆地构造剖面图。

1. 古生界；2. 碎屑岩层；3. 碳酸盐岩层；4. 膏盐层；5. 气藏；6. 地层时代

科佩特山前可急剧增厚至 45km。卡拉库姆背斜隆起上沉积层厚 100～3000m；顶部上、下侏罗统缺失；中侏罗统厚度不大，膏盐层在此尖灭；下白垩统从北到南由 160～2000m 到 350～400m；始新统和渐新统的碳酸盐岩在隆起上仅有 10～20m，而在东侧的阿姆河拗陷中厚 200～300m，所以这是一个中-新生代的继承性隆起。

科佩特山前拗陷是一个平行于造山带呈线形延伸的拗陷，已知其轴部的上白垩统埋深达 4000m。山前冲断带发育，井下见到断距达 1500m 的逆断层，地面表现为 NW 走向的背斜和单斜构造。

5. 西南土库曼断块盆地

这是南里海盆地的一部分，中新生界厚度超过 20km，仅新近系-第四系就厚达 5～6km，但地壳厚度并不是很大（40～42km，图 7-32），显然这是一个地幔明显隆起的地带，所以也是一个强地震活动区，泥火山活动广泛，油气产层主要集中在上新统中部。

第8章　秦岭（秦）-祁连（祁）-阿尔金（阿）-昆仑（昆）造山带

8.1　概　　述

（1）秦岭、祁连山、阿尔金山与东西昆仑山脉沿北纬35°附近绵延起伏，纵贯中国东西，是我国南北大陆的天然界线。这些都起因于这一系列山脉都是南北两大板块拼合的产物，两侧板块演化历史不同，就造成了南北大陆的诸多差异。同时，它也是我国气候的天然屏障，是土壤、植被的明显界线，这是地质与气象的统一，也是"天、地、生"的巧妙组合。

秦-祁-阿-昆横亘于我国中部，所以通常将其称为中轴造山带。但它并非是一个统一的造山带，而是南北两个大陆边缘长期演化的产物，各部分的性质和时代各不相同，总体上可以说是一个复杂的构造混杂体。例如，它既可以分解出南、北被动或活动大陆边缘成分，又可能有外来地体的介入，加之长期演化造成的性质变异和后来的剪切错位，更增加了它的复杂性和不可知性。

（2）按1°×1°布格重力异常进行构造分区，中国可分为西域构造区、东部构造区和藏滇构造区三部分。秦-祁-阿-昆带处于三大构造区的交接部位或称过渡地带，所以无论是区域构造、壳幔结构还是构造演化都有其特殊性。突出之点是，该区位于重力梯度带上，地壳厚度由南向北、由西向东急剧减薄，是青藏高原应力场的北部边界；构造分带性明显，北部的北秦岭-北祁连-阿尔金主要形成于加里东期，南部的中南秦岭-西秦岭-东昆仑-西昆仑主要形成于海西-印支期，反映一个统一洋盆由北向南的逐渐闭合。

整个造山带是塔里木-中朝板块与羌塘-扬子板块碰撞、拼合的产物，故是亚洲最为明显的一条线状褶皱山带；因有中南祁连、柴达木和西秦岭为代表的一些地体（或称地块、微板块）参与，致使某些地段构造复杂化。

（3）就其基底性质而言，扬子、南秦岭、中朝南缘、柴达木、塔里木、中天山及西天山等地都发育有震旦纪冰碛或陆相沉积，寒武系底部都有含磷沉积，这似乎表明在震旦纪-早寒武世早期这里曾出现过一个统一大陆，它可能就是罗迪尼亚（Rodinia）超大陆的一部分。种种迹象表明，由中亚-中朝陆块组成的这一大陆（东亚古陆）上当时还穿插着一些陆间洋盆，秦（岭）-祁（连）-阿（尔金）-昆（仑）和天山当时可能就是这类洋盆的位置。但上述古地理特征又表明，这些洋盆规模都有限，故各个陆块相距不远，纬度相近。以秦-祁-阿-昆为例，这类窄洋盆可能由早期广阔大洋演化而来，是原特提斯洋北缘逐渐闭合的产物。这里的古生代火山岩都不同程度地具有异常地幔源特征，表明板块曾发生过多次俯冲消减，在这一过程中有残余陆壳进入地幔，从而使后者受到混染，故不相容元素不同程度富集。至震旦纪时期，东亚大陆已经形成并开始板内构造的发育，普遍形成以灯影组为代表的台地相镁质碳酸盐岩盖层，川西（开建桥组、苏雄组、澄江组）、秦岭（两郧群，耀岭河群）、中祁连（多若诺尔群）和库鲁克塔格震旦系（扎摩克提组、水泉组）等都出现以双峰式火山岩为特征的陆内裂谷，表明板块开始再次分裂，至早-中奥陶世达到鼎盛，后期的聚合主要在中晚奥陶世，残留海盆消失于志留纪末。三叠纪期间整个地区的西南部分，包括扬子板块的西缘在内，一致朝新特提斯洋伸展减

薄，占据了喀喇昆仑-西秦岭大部，并向西北伸入南祁连，向东伸入东秦岭中带，致使区内西南部分以印支期构造为主。

（4）一般把甘肃徽成盆地以东的秦岭山地称为东秦岭，若以海西-印支期的构造特征差异而言，以佛坪隆起作为东秦岭的西界才比较确切。它向东包括了桐柏-大别-苏鲁造山带，韩国北缘的临津江带可能是这一造山带的东延部分，隔黄海遥相对应。按其性质，可划分为东秦岭、桐柏-大别-苏鲁、韩国和南阳盆地等四段 12 个构造单元（图 8-1），其构造性质与动力学特征差异明显，一起组成了这一复杂造山带。其共同之处是，无论在空间还是在时间上，无论是纵向上还是横向上，无论是建造还是变形，无论是地壳还是地幔结构，它们之间均有不可分割的联系。

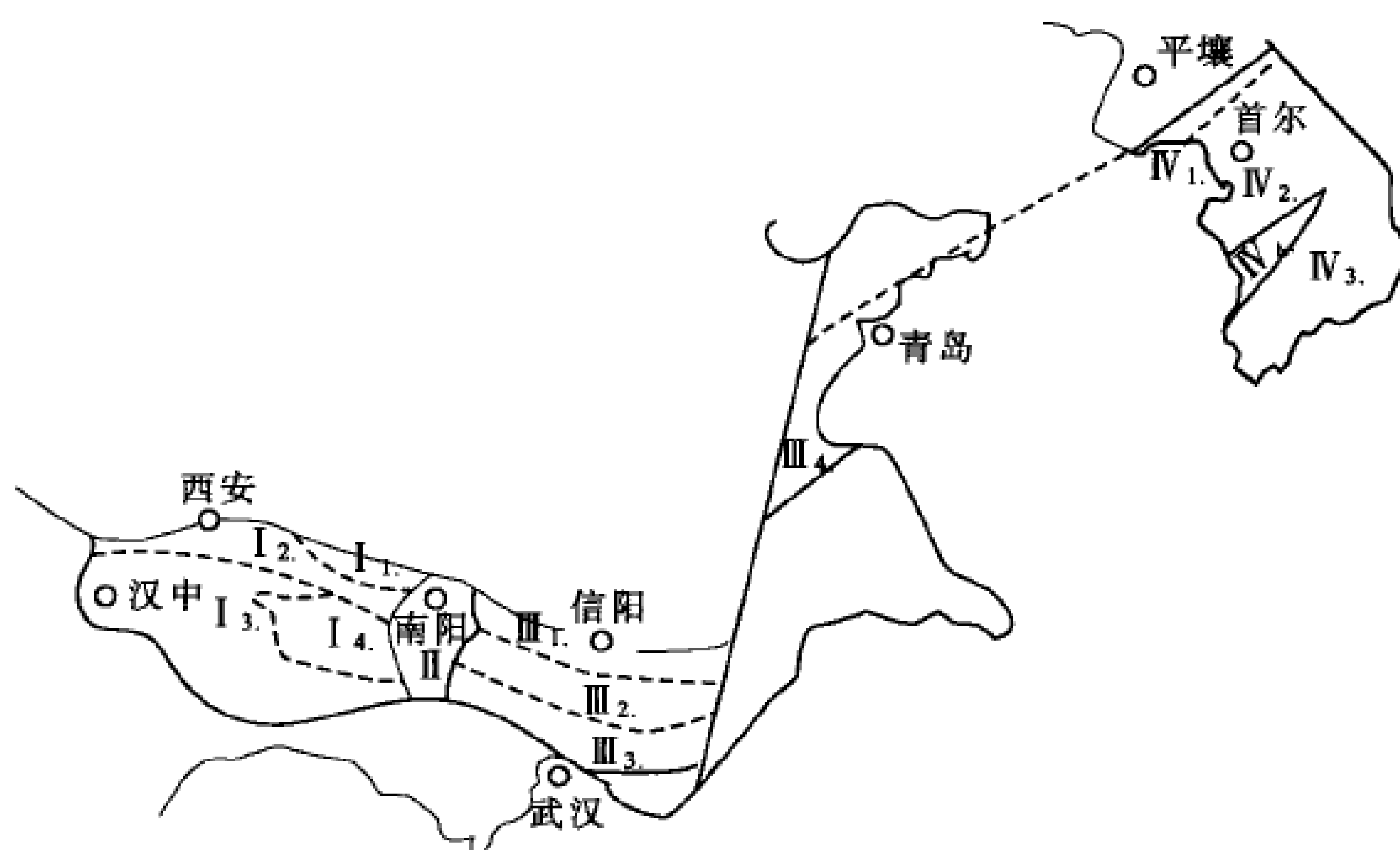


图 8-1 东秦岭-大别山-苏鲁-韩国构造单元划分

Ⅰ. 东秦岭：$Ⅰ_1$. 洛栾被动陆缘带，$Ⅰ_2$. 北秦岭复式碰撞造山带，$Ⅰ_3$. 中南秦岭被动陆缘造山带，$Ⅰ_4$. 武当隆起；Ⅱ. 南阳盆地；Ⅲ. 大别-苏鲁：$Ⅲ_1$. 北淮阳板块缝合带，$Ⅲ_2$. 大别被动陆缘隆起，$Ⅲ_3$. 随应被动陆缘裂谷，$Ⅲ_4$. 苏鲁被动陆缘隆起；Ⅳ. 韩国：$Ⅳ_1$. 临津江构造活动带；$Ⅳ_2$. 京畿地块；$Ⅳ_3$. 岭南地块；$Ⅳ_4$. 沃川构造活动带

（5）有人将喀喇昆仑也划归到西昆仑南带；对祁漫塔格是作为柴达木盆地的基底或是作为东昆仑的一部分，还没有统一的意见；柴达木盆地北缘是近十余年建立的一条构造带，它与阿尔金南带一起可能是一条重要的超高压变质带；中祁连和南祁连传统上都是作为祁连的两条构造分带来处理的，因考虑到南祁连的基底稳定较早，古生代盖层的发育与西秦岭类似，三叠纪时二者一起构成巴颜喀拉三叠纪海的北支，故书中作为西秦岭-中南祁连地体处理。

8.2 东秦岭地区

8.2.1 构造轮廓

以洛南-栾川和商丹断裂为界，自北而南可将东秦岭划分为三带（图 8-2，见插页）：即洛滦被动陆缘带、北秦岭岛弧造山带和中南秦岭被动陆缘造山带。北秦岭因其复杂的构造和地化特征，张本仁等（1996）曾将其称为北秦岭微板块，自中元古代至早古生代一直表现为由数条岛弧-弧后体系组成的活动陆缘，自晚古生代以来为板内构造发育阶段。主要特征是：向北俯冲的构造样式、无山根的壳幔结构和印支期的活化。

北秦岭的南界为商丹断裂，后者西起太白山南麓，经商州、丹凤，过南阳盆地沿桐柏县大河地区到信阳，信阳以东构成信阳-舒城断裂带。它是一条长期演化的构造带，早古生代为板块缝合线，晚古生代具陆内俯冲带性质，中-新生代以来为兼具走滑性质的韧性剪切带。北秦岭早古生代的活动主要依据二郎坪群、丹凤群蛇绿岩的年龄及其所含生物化石，两者在桐柏县大河以西是连续分布的，信阳以东则呈混杂岩体产出，曾有人将后者命名为“商城群”；晚古生代的活动主要依据刘岭群、信阳群及佛子岭群的性质，它们都是中晚泥盆世山前拗陷盆地（有的称前陆盆地）沉积。西段石炭系草凉驿、二峪河煤系不整合于刘岭群之上，反映该盆地的隆起在泥盆纪末；东段，具“槽型”特征的梅山群（扬山煤系）代表北淮阳地区残余海盆延续到石炭纪，这与当时秦岭及华北地区西高东低的古地理格局是吻合的。

自中-新生代以来，商丹断裂带一方面因中国大陆自西北向东南的蠕散滑移而明显具左行剪切性质，沿走向滑脱形成南襄盆地；另一方面扬子板块继续向北俯冲，形成秦岭巨大推覆构造系；大别地区因俯冲受阻而强烈隆升，造山带根带由北向南渐次出露，形成由北向南、由深而浅柯石英榴辉岩-石英榴辉岩-蓝片岩（王清晨等，1996）的带状展布。

商丹断裂以南的南秦岭（或称中-南秦岭）是扬子板块北部的被动陆缘，中新元古代及古生界都是伸展环境，故隆起与拗陷同等发育，断陷中接受了震旦系至中三叠统巨厚的陆缘沉积体系，隆起上则大面积出露前寒武系。古生界变形轻微，自印支期以来则表现为指向南的多层次拆离滑脱构造。

北秦岭大部缺失晚古生代沉积，普遍见到晚三叠世陆相含煤地层不整合于下古生界岩层之上，南秦岭具类似特征，仅中秦岭地区持续海侵直至中三叠世末海水全部退出。所以古地理面貌表现为秦岭的全面隆升在印支期，同时出现这一时期（211～345Ma）广泛而强烈地花岗岩活动。胡建明等（2004）曾测得柞水花岗岩体中环斑花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 213.6±1.8Ma，柞水岩体的主元素、微量元素及稀土元素地球化学、Sr 同位素初始值 ε_{Sr} 等清楚地显示具有 I 和 A 型花岗岩特征，属碰撞后隆升阶段或造山后花岗岩，与东秦岭沙河湾环斑花岗岩及西秦岭环斑花岗岩的岩性和年龄都非常一致，表明东、西秦岭存在一条横贯东西的造山后花岗带，表明印支期秦岭在主造山期后曾经历过一次短暂的垂直造山带的拉伸，或松弛塌陷构造阶段。

中南秦岭西段佛坪地块为一元古宙隆起，基底岩石由下部片麻岩和上部变沉积岩系构成，不整合上覆地层为古生界变砂岩、变碳酸盐岩和千枚岩。杨崇辉等（1999）曾测得片麻岩中的锆石 U-Pb 年龄为 220～270Ma，认为南秦岭存在晚海西-印支期峰期变质作用。其成因可能与秦岭晚造山期逆冲叠覆作用有关。

深部地质研究成果表明，秦岭地区岩石圈为东西走向构造岩相带，下岩石圈为南北向陡直的构造分带，二者构成立交桥式三维结构（袁学诚等，1996，图 2-4）。下岩石圈南北向构造体制形成于侏罗纪以来（图 2-5），这是印支运动以后，中国东部大陆向太平洋蠕散伸展的结果。这就是说，秦岭的后期演化中一方面受东西方向地幔伸展的制约；另一方面表层由南向北的陆内俯冲作用仍在进行，沿华北南缘燕山期大型花岗岩岩基的侵入、豫西-北淮阳白垩-古近纪碱性火山喷发、大别山隆起及燕山期花岗岩活动与超高压变质岩石的出露等都是这一过程的表现。同时，北秦岭因热膨胀而强烈上升，不仅加剧了向南的仰冲变形，而且也向北扩展并在其前缘形成华山-鲁山向北反冲（指与南部边缘推覆方向相反）推覆带，成为一个典型的正科伯构造样式。

图 8-3 是伏牛山地区燕山期末-喜马拉雅初的推覆构造样式，华北板块沿宜阳、鲁山一带向南俯冲，北秦岭北缘向北仰冲；南缘沿商丹断裂向南仰冲，伏牛山北缘的马超营断裂呈现正花状构造样式。

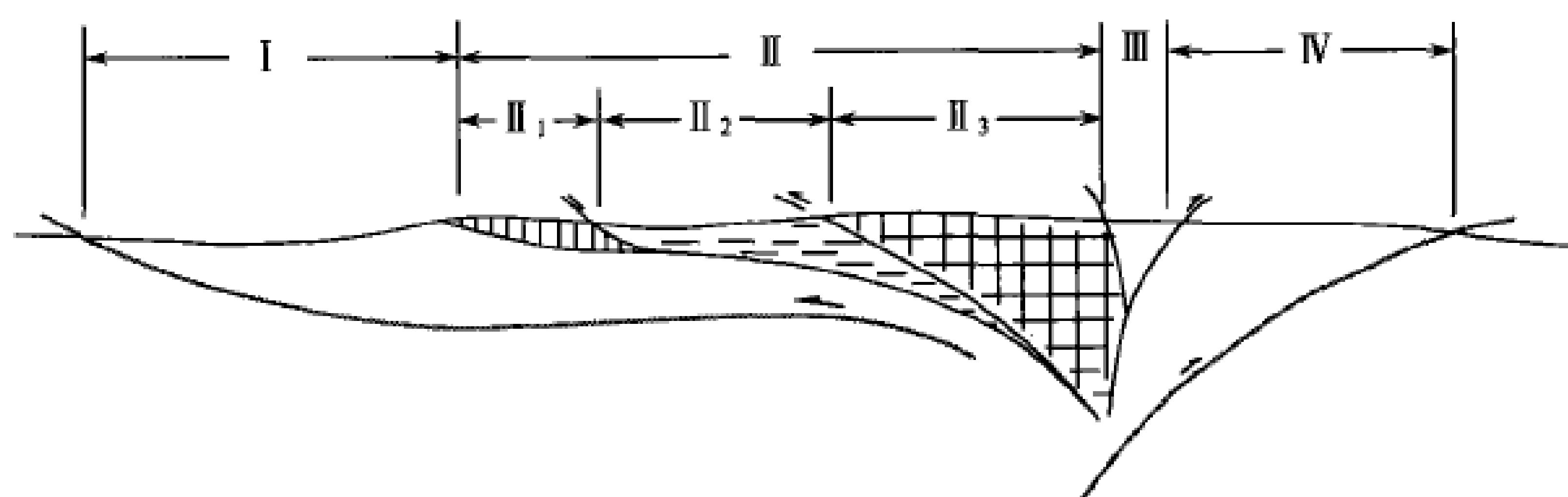


图 8-3　伏牛山地区地壳结构示意图

（宋传中和张国伟，1999）

Ⅰ．北秦岭前缘构造带；Ⅱ．伏牛山推覆构造带：$Ⅱ_1$．峰带，$Ⅱ_2$．中带，$Ⅱ_3$．根带；

Ⅲ．马超营花状构造带；Ⅳ．北秦岭北缘构造带

8.2.2　洛栾被动陆缘（图 8-2，Ⅰ）

位于华北陆块南缘的洛南至栾川断裂一线以北，基底为新太古界太华群、登封群，古元古界安沟群，古-中元古界熊耳群①火山岩；上覆地层是一套浅变质复杂褶皱的特殊岩石组合，包括新元古界栾川群，震旦系-下古生界陶湾群，震旦系三岔口群、鱼库组，寒武系三川组、上下楼村组、辋峪组等。岩石多形成于浅水环境中，但厚度大，厚度变化大，均浅变质且遭受强烈褶皱变形，同时又是一条碱性岩活动带，这都表明它的基底是华北陆块，是陆块边缘强烈伸展环境下发育的“槽型”岩相构造带。

1. 熊耳群

熊耳群形成于古-中元古代，以占绝对优势的火山熔岩组成，沉积岩和火山碎屑岩仅占总厚度的 4.3%。地层总厚度为 3000～7000m，以玄武安山岩、安山岩为主，次为英安流纹岩，SiO_2＝60%±的岩石较少，显示双峰式特点。岩石化学成分的突出特点是高 Fe、K，低 Al、Ca 和 Mg，富大离子亲石元素和轻稀土元素，相对亏损高场强元素，具岛弧型地球化学特点。源区性质研究表明，源于被动陆缘条件下遭受地壳混杂的富集型地幔源区。主体形成环境为海相，经历了陆相到海相再到陆相的演变过程。分布范围很广，主体在小秦岭和豫西，往西北去到宝鸡，往北去可达吕梁山区。此外，在华北板块南缘还广泛分布 1.75Ga 基性岩墙群、A 型花岗岩及比熊耳群稍晚的斜长岩、奥长环斑花岗岩（1.75～1.70Ga）和碱性花岗岩类（1.65Ga），后者的岩石化学性质和成因与熊耳群关系密切，共同说明 1.8Ga 后华北南缘处于强烈伸展减薄状态（赵太平，2001）。

2. 栾川群

栾川群是一套千枚岩、云母片岩、石英砂岩、石英岩和大理岩组合，厚 1700～3000m，与下伏中元古界官道口群整合接触，与上覆震旦系三岔口组平行不整合接触，有正长斑岩和橄榄辉长岩岩脉侵入。

---

① 以往认为熊耳群火山岩的时间为中元古代（1.75～1.8Ga），最新研究成果表明应为古元古代，详见 7.1.2 节。

3. 陶湾群

分布在宽坪群以北的洛南至南召一带，以片状大理岩发育为特征，厚2000～3000m。下部三岔口组以变质含砾灰岩、碳质含砾千枚岩及钙质砾岩为主；中部风脉庙组为变砂岩和千枚岩；上部秋木沟岩组为薄板状绢云绿泥大理岩及石英大理岩。下中部有中基性火山岩夹层，上部偶有碱性火山岩。陶湾群变形复杂，洛南盆地以东为南倾北倒；以西为北倾南倒，王作勋等（1986）认为其早期为南倾的同斜倒转褶皱（前二叠纪），晚期为自北向南的推覆（燕山期），东西差异是因其改造程度不同所致。形成时代主要在震旦纪-早古生代（但也有人主张为中新元古代），含微古植物化石，夹大量含化石的灰岩岩块，化石主要为早寒武世小壳化石和奥陶纪化石碎片。

4. 三岔口群

豫西震旦系三岔口群主要为含碳钙质砾岩，上部为不厚的碳质绢云片岩；鱼库组主要为白云大理岩，夹石英岩、黑云绢云片岩，两者厚700～800m，其中亦发育正长斑岩岩脉和辉长岩脉，厚度变化大，向南向北均急剧减薄或尖灭，明显为陆缘斜坡沉积环境。

5. 寒武系

洛南石门镇南北寒武系差异甚大，石门北至金堆城的寒武系可与华北剖面逐层对比，而石门以南发育一套最大厚度可达3000m的寒武系，下寒武统三川组为灰岩、板岩，亦含磷块岩；中寒武统上、下楼村组为灰岩夹千枚岩；上寒武统辋峪组为厚层白云岩，岩性类似华北，但厚度大，变化亦大，并有轻微变质变形，亦代表陆缘沉降带环境。

8.2.3　北秦岭复式碰撞造山带（图8-2，Ⅱ）

指位于商丹断裂以北、洛南-栾川-明港断裂以南的地带。西延可与北祁连相连；东延经北淮阳、苏鲁与朝鲜、韩国间的临津江带相连，共同构成中朝板块南缘一条连续的板块缝合带。张国伟等（1996）曾将北秦岭俯冲造山作用起始时间限定在O_2-S_1，主要依据俯冲型花岗岩年龄，他们同时指出这里的板块碰撞是从点接触初始碰撞到面接触全面碰撞造山，认为前者在D_3-C_2期间，后者在T_2末。初始碰撞的主要标志是柞水（264Ma）、翠华山（345Ma）和宝鸡（262Ma）碰撞型花岗岩的形成，相当于刘岭群-二峪河群残留洋盆到海盆的发育时间。全面碰撞在T_2末，主要表现是中南秦岭震旦系至中下三叠统基本为连续沉积，它们共同的变质变形发生在T_2末；北秦岭二郎坪弧后海盆一直存在到D-C_1（李晋僧等，1994），上二叠统大荆组才具有磨拉石性质。

北秦岭是2000Ma左右华北板块南缘的岛弧地体，经历2200～1800Ma和1400～900Ma分别以垂向与侧向加积增生为主要机制的地壳生长，并于1600Ma左右拼贴于华北板块南缘，随后即发生扩张裂解，出现宽坪裂谷-洋盆的构造环境，1000Ma左右再次与华北板块南缘发生碰撞作用，同时还可能发生过与南秦岭地体群中陡岭地体的拼贴（董云鹏等，2003）。

近些年的研究表明，自新元古至早古生代以来北秦岭又经历了拼合-分裂-拼合的演化过程。889～659Ma±（张宗清等，1994；张成立等，2004）碰撞型花岗岩的存在证明新元古代期间北秦岭曾出现过板块聚合的构造事件；地球化学与生物古地理的研究更多地证明，早古生代时期是北秦岭强烈分裂时期，硅质岩的放射虫年龄介于O_2-S_1；碰撞造山作用持续到早古生

代末，蛇绿岩年龄为507Ma（含金刚石、石墨的高压榴辉岩年龄）～357Ma（“S”形花岗岩的上界年龄）；D-C_2 是残余洋盆和山前拗陷盆地发育时期（图 3-22）。

1. 构造岩相带基本特征与区域展布

北秦岭构造带主要由秦岭群、宽坪群、二郎坪群和丹凤群这四大岩套为代表的岩石地层组成（图 8-2，图 8-4，刘国惠等，1993）：秦岭群是一套多期变形变质的杂岩体，下部主要为片麻岩、斜长角闪岩、钙硅酸岩；上部主要是厚层石墨大理岩，是一套变质的陆源碎屑岩夹基性火山岩。西峡蛇尾地区的黑云斜长片麻岩锆石 U-Pb 年龄为 2267^{+173}_{-153}Ma；斜长角闪岩全岩 Sm-Nd 年龄为 1987±49Ma（张宗清，1994），表明秦岭群主体形成于古元古代。秦岭群以近源快速堆积的陆源杂砂岩为主，杂砂岩由两个端元混合而成，类似于由碱性基性岩和酸性岩组成的大陆裂谷型双模式岩套（张本仁，1994）。因其碎屑物不可能来自华北南缘或南侧的扬子北缘类似崆岭群等太古宇陆块，而更可能是秦岭群陆块本身先期双模式岩套快速剥蚀、搬运堆积的结果；同时，古元古界秦岭群、中元古界宽坪群、新元古-下古生界丹凤群和二郎坪群中的基性火山岩均为强亏损地幔型，初始 ε_{Nd}值高（+7.6～+6.3），不同于华北陆块南缘基底（太华群、登封群和中条群）弱亏损（ε_{Nd}≈+3）地幔体制和 Pb 同位素比值特征；也不同于南秦岭与扬子陆块在古元古代-中元古代期间从弱亏损向强亏损演化的地幔体制，故提出北秦岭为一微陆块（张本仁等，1996）。

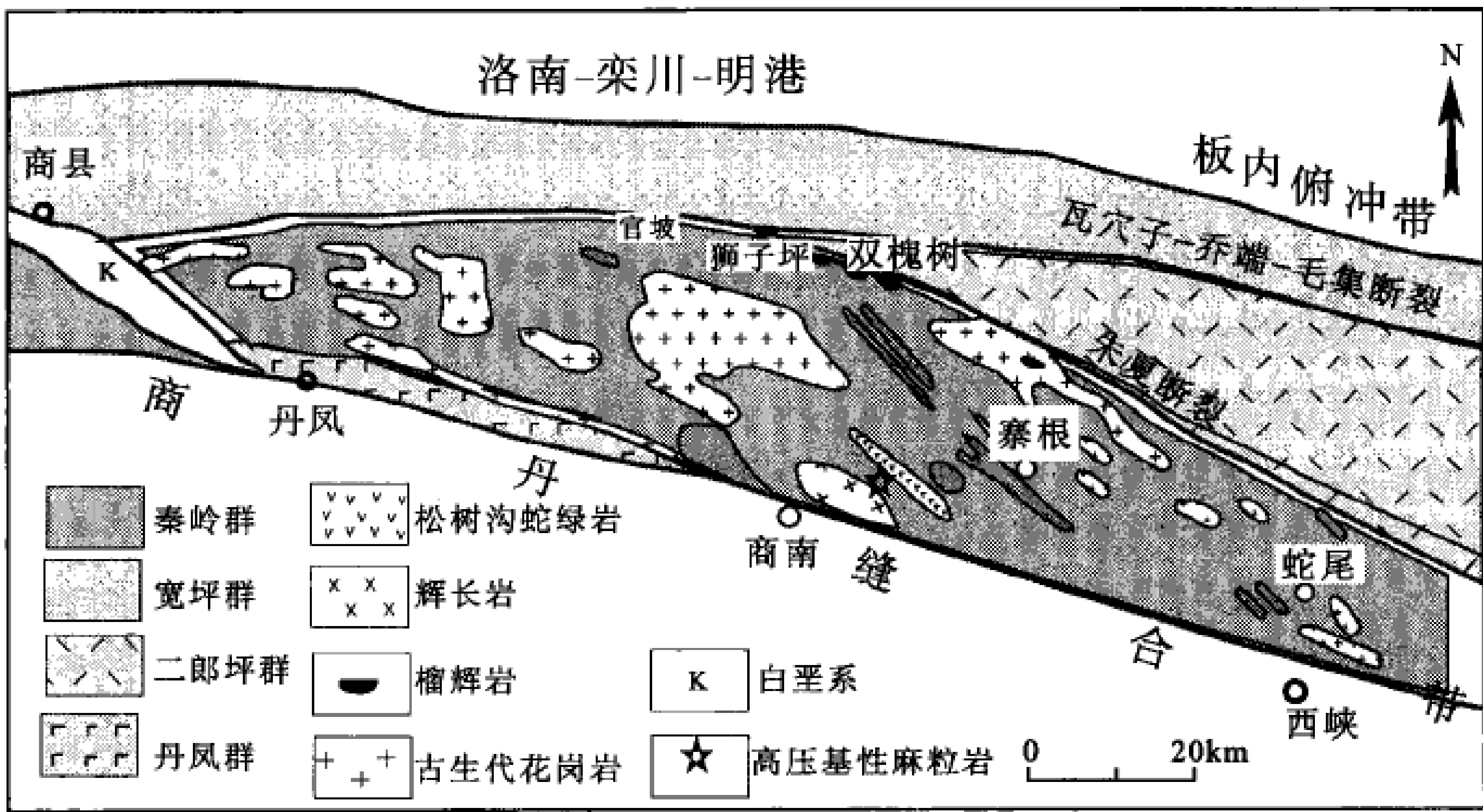


图 8-4 东秦岭西段构造轮廓图

（刘良等，2009）

宽坪群大致由三个岩片或称三套地层组成：下部广东坪组为绿片岩夹石英岩、石英大理岩及绢云母石英片岩，局部出露变超镁铁质岩及长英质变粒岩；中部四岔口组以云母石英片岩为主，夹角闪石、石英大理岩及少量长英质变粒岩；上部谢湾组由角闪岩、黑云大理岩及云母斜长石英片（麻）岩组成。是总厚度达 4000m 以上的火山-沉积建造，变形强烈，为轴面一致北倾的紧闭等斜或倒转褶皱（两翼倾角 20°～40°）。

对其中碎屑岩的物源区研究表明，既来自南侧的秦岭岩群，也来自北侧的太华岩群（高山，1990），可见宽坪群形成时秦岭微陆块与华北板块间不存在广阔大洋盆地，碎屑岩源岩模

式年龄为2000～2300Ma，与两侧古老地块的年龄大致相当。宽坪群中下部的绿片岩-斜长角闪岩是不同程度变质的拉斑玄武岩，地球化学特征类似于N-MORB或E-MORB，形成于1000～1300Ma（张宗清，1994，1995）期间的小洋盆环境。

宽坪群西延至太白地区，东延至豫西地区，均未发现蛇绿岩，主要是中酸性火山岩，表明其东、西延伸地段仍是裂陷环境，并未出现洋盆（张国伟等，2000）。

丹凤群和二郎坪群分布于秦岭群两侧，都含有一套大洋拉斑玄武岩-放射虫硅质岩组合，是确定北秦岭构造属性的关键成分。

二郎坪群是一套变质达绿片岩相-低角闪岩相的区域变质岩系，由下而上为细碧岩-石英角斑岩建造（大庙组-火神庙组）和复理石-碳酸盐岩建造（小寨组-子母沟组）。其中大庙组是一套基-酸性火山岩-陆源碎屑岩建造，以大量发育硅质板岩、长英质板岩、大理岩、变粒岩和浅粒岩为标志；火神庙组是一套巨厚的细碧岩建造，下部夹较多的角斑岩、石英角斑岩、火山碎屑岩和放射虫硅质岩，枕状构造发育；小寨组是一套粒序层发育的深海-次深海浊流沉积，主要为云母片岩、斜长片岩、变粉砂岩、砂砾岩及透镜状斜长角闪片岩，富含铝硅酸盐矿物；子母沟组是一套经韧性剪切变形的大理岩质构造砾岩，展布在与秦岭群的分界断裂（朱阳关-夏官断裂）带上。

丹凤群岩石组合与二郎坪群类似，主要为斜长角闪岩和变钙碱性火山岩，其中的超镁铁质岩除少数为平坦型稀土模式外，多数为富含大离子亲石元素的拉斑玄武岩，故多主张二郎坪群是弧后盆地沉积，丹凤群为岛弧火山岩，二者共同组成活动陆缘带上的弧盆体系。丹凤群、二郎坪群西延，大致相当于陕西眉县的斜峪关群、天水党川-两当张家川-凤县的草凉驿和唐藏的草滩沟群，这都是一套低绿片岩相火山-沉积岩系。

丹凤群、二郎坪群中基性火山岩的ε_{Nd}均为正值（＋5.42～＋12.81），地化特征指示其来源于富集地幔源区，应是岛弧环境下的产物。其绝对年龄集中在822～708Ma（Sm-Nd；张宗清，1994），但湾潭硅质岩中放射虫年龄为O_2-S_1（崔智林，1996），带内存在许多含早古生代化石的灰岩层块，如含奥陶纪海百合茎的云架山群（陕西区侧队，1979）、夏官湍源含志留纪链珊瑚的灰岩层块（任纪舜，1989）和南召县白土岗乡大青山一带含头足类、腹足类、腕足类、珊瑚、苔藓虫、海百合茎等化石的奥陶纪灰岩层块（李采一，1989），近年来还发现有泥盆纪海相化石。这都表明二郎坪群的时代应为新元古代-早古生代，这是北秦岭构造带从分裂到聚合的主要时期。

2. 古-中元古代北秦岭构造带形成的早期阶段

种种迹象表明，中元古代末至新元古代初，北秦岭微板块可能曾与华北板块拼合。

扬子陆块北缘东侧的新太古界崆岭群的$\varepsilon_{Nd}\approx+3$，西段碑坝太古宙-古元古界后河群的$\varepsilon_{Nd}\approx+0.28$（张本仁等，1996），都接近上地幔原始状态，表明至古元古代时期仍是扬子陆块的克拉通化阶段，以垂向地幔物质添加为主；其北部边缘自古元古代（火地亚群及其顶部铁船山组）至中元古代（西乡群白勉峡组）ε_{Nd}值逐步从＋4.5增大到＋7.8，表明物质已从垂向添加迅速向侧向增生演化，显示中元古代阶段大洋的闭合过程，与华北板块南缘的后期演化趋于同步，预示中元古代末至新元古代初华北、扬子可能曾相互靠近，与罗迪尼亚超大陆的演化有一致性。

朱炳泉等（1995，1998）也指出，洛南-栾川-方城断裂具有化学急变带的特征，断裂以北的华北Pb同位素矢量$V_2<4$，而断裂以南北秦岭的V_2为$26>V_2>14$，在垂直断裂带20km范围内V_2值从10陡变为20，他们认为这种化学急变带是岩石圈碰撞拼贴界线。

董云鹏等（2003）根据对北秦岭的区域构造和地化特征分析，推测 1600Ma 左右曾发生过北秦岭微陆块与华北板块南缘的拼贴事件，认为这是化学急变带形成的主要原因。依据是秦岭群地体是独立于华北板块的岛弧地体，二者在 1300Ma 前必然有一次拼贴过程，在此基础上才发育了以宽坪群为代表的小洋盆，华北板块南缘大量存在的 1800～1500Ma 的岩浆、变质事件正是上述构造作用的反映。

3. 新元古代-早古生代秦岭古陆的短暂存在和强烈分裂阶段

新元古代时期，秦岭地区处于分裂扩张的证据颇多，如二郎坪群、丹凤群、栾川群、西乡群、刘家坪群与耀岭河群中的中基性、酸性和碱性扩张型火山岩的形成（660～847Ma，Sm-Nd；张宗清等，1994）表明，当时广阔的秦岭地带大部处于分裂状态。扬子北缘以洞河群为代表的裂谷活动主要在寒武纪-奥陶纪，亦反映新元古代-早古生代时期为北秦岭洋强烈扩张期。但不可否认的事实是，当时大陆间并无宽阔的洋盆分割，二者相距很近并同处于高纬度地区，故其北侧的华北南缘和南侧的南秦岭都有震旦纪冰碛层和寒武纪早期含磷层发育，北秦岭早古生代生物群多呈华北型、华南型混生现象。当时南秦岭处于被动陆缘状态，故中元古代晚期的西乡群三花石岩组与孙家河岩组 ε_{Nd}值迅速减小；当时的北秦岭虽有洋盆存在，但均为红海型陆间洋，故火山岩多具 E-MORB 特征。

新元古代末沿北秦岭构造带南缘，华北、扬子可能出现过短暂的聚合，从而导致北秦岭德河、蔡凹等碰撞型花岗岩的形成（659～793Ma；张宗清等，1994；张本仁等，1994），及不少中新元古代基性消减杂岩的形成（ε_{Nd}为＋3.7～＋7）。张成立等（2004）应用 LA-ICP-MS 获得北秦岭蔡凹花岗岩的 U-Pb 年龄为 889±10Ma，代表岩体的形成时代。该岩体富集 LiE，贫 HFSE，显示活动陆缘俯冲带 I 型花岗岩地球化学特征，是碰撞造山过程中在地壳增厚背景下，在后碰撞拉张阶段由卷入有消减带物质的下部地壳部分熔融所形成，指示这时秦岭已进入后碰撞伸展阶段。

奥陶纪时北秦岭洋处于分裂活动的鼎盛时期，已有 2000～3000km 宽的洋盆存在，故有远离大陆无陆源物质参与的深海放射虫硅质岩形成（湾潭硅质岩）；北秦岭已发现的含珊瑚、腕足类化石的地层多为奥陶系，显然是扩张状态下某些洋岛上的浅水沉积；蛇绿岩的顶界年龄为 357～447Ma，考虑到其中可能包含部分就位年龄，其形成年龄可能不晚于早古生代；分布于华北南缘的洛南-方城一带的碱性火山活动年龄为 437～682Ma，也是这一时期地壳强烈分裂活动的证明。早古生代末沿商丹俯冲带平行分布的一系列重熔型花岗岩的年龄为 357～444Ma，标志着其早古生代末才进入板块聚敛体制。

王建平等（2002）在对东秦岭生物古地理作了系统地研究和总结后指出：寒武纪，北秦岭和南秦岭生物区具混生特点（二郎坪海槽放射虫和浮游生物为华南型，淅川海槽三叶虫兼有华南和华北分子）；早奥陶世，南、北秦岭生物区分野清楚，二郎坪海槽的珊瑚、头足类、腹足类为华北型，淅川海槽的生物群为华南型，这是当时海槽分裂宽度最大的证明；到了中晚奥陶世南、北秦岭又呈现混生特点；志留纪时，由于华北板块已隆起成陆，秦岭地区的生物群则都为华南型。

4. 早古生代北秦岭的造山作用

近些年的研究更多地证明北秦岭最终碰撞造山作用的时代应在早古生代，不仅确定有这一时期的蛇绿岩，而且在这一时期还发现了以榴辉岩、金刚石为代表的高压-超高压变质带。

北秦岭蛇绿岩年代至今仍有争议，但基本事实是主要集中在新元古代至早古生代；远洋放射虫硅质岩时代无疑是洋盆存在时限的重要标志，它在北秦岭地区存在于 O_2-S_1，至少它限定了洋盆存在的上限年龄；过去多把海侵结束作为碰撞开始的重要标志，随着研究工作的深入，发现残余海水滞留时间往往较长，原因是在碰撞作用最初，造山带隆起并不高；广泛的区域变质作用应是碰撞作用的重要标志，因为陆壳大量进入俯冲带而引起的混合岩化是区域变质的主要热源，张宗清等（1996）大量年龄统计表明，400Ma±是北秦岭一次重要的构造热事件，可作为北秦岭区域变质的顶界年龄，深达角闪岩相的广泛变质和区域性面理的形成都不会晚于这一时限。而晚海西-印支期秦岭地区变质轻微，仅影响到矿物的 Rb-Sr 系统。

闫全人等（2007）测得斜峪关群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为早奥陶世（472±11Ma）；草滩沟群中陕西区测队（1983）曾采得早奥陶世腕足类化石；最近陈隽璐等（2008）确定侵入草滩沟群蛇绿岩中的石英闪岩为“O”型埃达克岩，是俯冲杂岩在榴辉岩相条件下部分熔融的产物，时代为 454Ma，说明商丹带的俯冲-碰撞时代为早古生代晚期。

松树沟蛇绿岩是北秦岭带研究时间最长的一个杂岩体，其中的超镁铁质岩属强烈亏损的地幔橄榄岩；镁铁质岩已变质为斜长角闪岩，主体原岩为变拉斑玄武岩和辉绿岩，二者的地化性质分别类似于 N-MORB 和 E-MORB。曾测得斜长角闪岩形成的上线 Sm-Nd 等时线年龄为 1030±46Ma，ε_{Nd}（t）≈+5.7（董云鹏等，1997）；石榴子石角闪岩的矿物 Sm-Nd 年龄为 983±140Ma，ε_{Nd}（t）≈+6.8，可代表岩石的侵位年龄（李曙光等，1991）。刘军峰等（2005）曾测得榴闪岩的锆石 U-Pb 变质年龄为 519±18Ma，这一新的成果提示，松树沟蛇绿岩中也可能包含着部分在早古生代碰撞造山事件中形成的岩石（刘良和周鼎武，1994）。

在北秦岭官坡地区的榴辉岩（胡能高等，1995）及其围岩片麻岩的锆石中发现金刚石和大量石墨包裹体（杨经绥等，2002），证明北秦岭榴辉岩及其围岩片麻岩经历了超高压变质作用，其俯冲深度大于 20km，SHRIMP 年龄为 507±38Ma，与南阿尔金-柴北缘超高压变质带（440～490Ma）和大别西北部的熊店、浒湾榴辉岩（400～420Ma）时代大致相当。

8.2.4 中南秦岭被动陆缘造山带（图 8-2，$Ⅲ_{1\text{-}3}$）

介于商丹断裂和康略勉-洋县-饶峰-红椿坝-城口-房县断裂之间，其间又以石泉-安康断裂为界，断裂以北称中秦岭，以南称南秦岭，而把红椿坝-城口断裂以南称南大巴山带。

早期（Z_2-O_3）呈现为自北向南缓慢加深的南倾状态，出现北为孤立台地（柞水-山阳一线），向南从晚震旦世滞流还原盆地到寒武纪开阔海环境，由北向南，由浅海碳酸盐岩建造逐渐过渡为次深海硅泥灰岩-笔石页岩建造。晚期（S_1-S_2）出现南浅北深的反向沉积相分异（图 8-5），北部为深海灰质硅泥和黑色页岩建造，南为次深海到浅海砂泥灰质复理石建造。

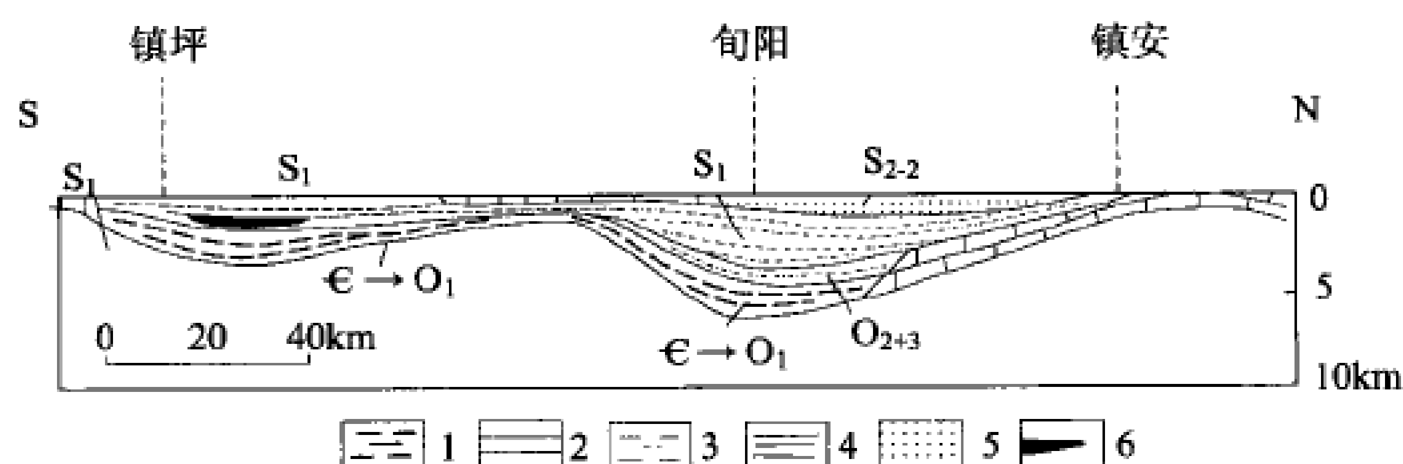


图 8-5 早古生代中南秦岭地区沉积示意图

（王鸿祯等，1982）

1. 含碳泥质硅质岩；2. 浅海碳酸盐岩；3. 含笔石页岩；4. 含笔石砂页岩；5. 浅海砂页岩；6. 石煤

晚古生代到中三叠世。因牛山-平利古陆隆起，沉降中心继续北移，沉积局限于中秦岭地区，在镇安东西一线形成数千米厚的滨浅海沉积；石炭纪以后盆地大大缩小，二叠纪至中三叠世海侵仅局限于镇安东西一线的一个窄带内，直至中三叠世后全面隆起。整个层序以碳酸盐岩为主，仅早-中三叠世出现浅海泥灰岩与泥质碳酸盐岩的类复理石沉积。

据此，可将中南秦岭划分为：刘岭盆地、旬阳盆地、平利-竹溪隆起带和北大巴山冲断堆覆构造带（图 8-6）。

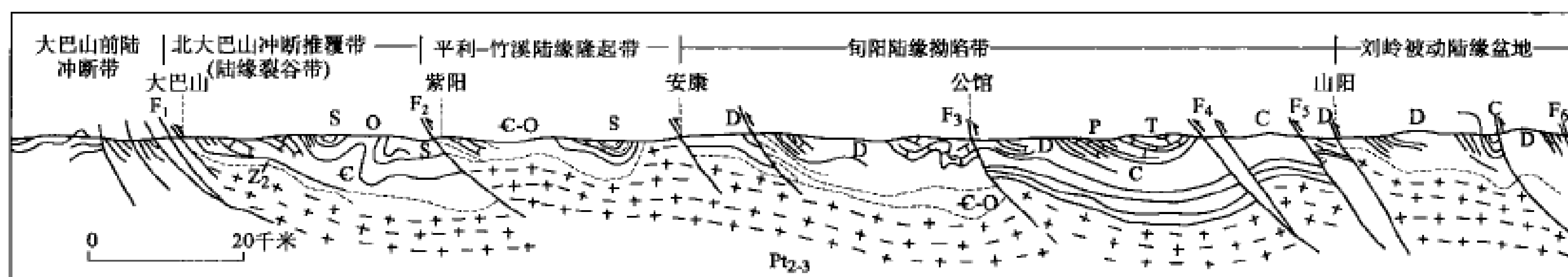


图 8-6　中南秦岭构造变形及构造分区示意剖面图

（据程裕淇等，1994 修编）

F_1. 大巴山断裂；F_2. 红椿坝断裂；F_3. 公馆断裂；F_4. 板岩镇断裂；F_5. 镇安-大坪断裂；

F_6. 商丹断裂；S、D、C、Pt_{2-3}. 国际通用地层符号

刘岭盆地是一个窄的中、上泥盆统厚达 10 000m 的沉降带，主要为碎屑岩夹碳酸盐岩和少量中酸性火山岩类复理石沉积，变质达低绿片岩相，形成向南倒转的复式向斜，上覆下、中石炭统海陆交互相含煤建造，西峡侏罗-白垩纪（J-K）盆地和山阳古近纪盆地叠加其上。孟庆任等（1995，1997）认为：刘岭群（向东可与信阳群南湾组对比）陆源碎屑岩在垂向上，下部表现为由浅海陆盆向半深海斜坡的退积层序，上部出现由半深海向滨浅海演化的进积层序，构成一个主要由重力流体系组成的完整沉积旋回；北侧发育刘岭群、二峪河组等弧前扇砾岩、深水浊积岩、碎屑岩。因泥盆系物源区主要来自南侧现已大部分俯冲消失了的镇安-淅川古陆；虽然商丹断裂北缘的弧前沉积体系（刘岭群北带）的物源来自北部岛弧（指丹凤群岛弧），但它是一种深水坡底裙沉积，而绝非造山磨拉石，这说明泥盆纪时北秦岭弧后盆地并未关闭，不可能发育导致前陆盆地沉降的前陆逆冲带，故认为中秦岭北缘的泥盆纪盆地为被动陆缘盆地。

旬阳盆地。下古生界、泥盆-石炭系、二叠系-中三叠统构成三个构造层次的厚达万米的滨浅海沉积，除西部遭受低绿片岩相变质外，基本未变质，岩浆活动以印支期花岗岩为主，次为华力西期闪长岩，总体上为一线型复向斜褶皱，有近南北向印支期宽缓褶皱叠加。

平利-竹溪隆起表现为：早震旦世（郧西群-耀岭河群）碱性火山岩喷发，寒武纪滑塌沉积（角砾状碳酸盐岩），早中奥陶世钙碱性火山喷发和中基性岩浆侵入，早志留世碱性火山喷发和浅成侵入，反映震旦纪-早古生代强烈的裂谷活动。

8.2.5　北大巴山冲断推覆构造带（图 8-2，Ⅲ$_4$）

北大巴山冲断带以中古元古代火地亚群沉积火山岩系为基底，下震旦统-志留系（Z_1-S_3）和二叠-三叠系（P-T）为滨海相盖层，厚达万米；晚三叠世隆起，前缘发育下侏罗统白田坝组含煤磨拉石建造。其早古生代沉积类似于平利-竹溪带，二者的主要差别是，平利-竹溪一带早古生代时期沉积厚度较薄，沿凤凰山-牛山-平利一线隆起高，表现为一个相对隆起带，而北大巴山地区为相对拗陷带，过去多称为陆缘裂谷带。这里冲断推覆构造十分发育，其中新元古代-早古生代

火山碎屑沉积均已变质为大理岩、板岩、片岩和千枚岩（最新变质地层是下志留统梅子亚组）；它们相互叠置沿安康-平利断层、红椿坝-曾家坝断层和城口-房县断层向南冲断推覆（图 8-7）。

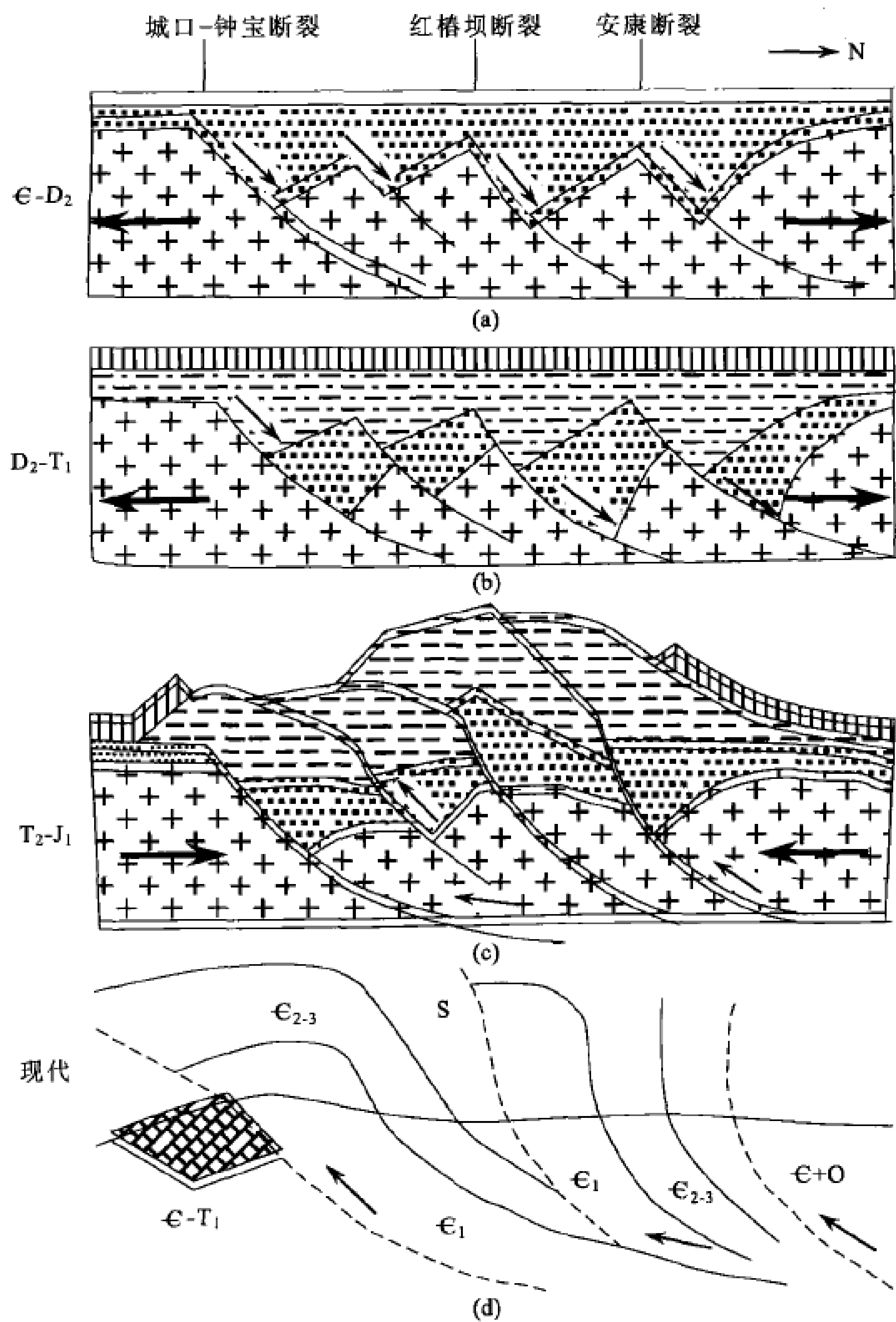


图 8-7　北大巴山构造反转模式

（何建坤等，1999）

何建坤等（1999）将北大巴山构造演化分为早期伸展（€-D_2）、后期构造反转（T_2）和构造冲断（T_2-J_1）几个阶段（图 8-7）。早期起因于幔源裂谷作用引起的伸展减薄，后期则是由于华北与扬子两大板块的陆内俯冲作用所引起。早期有基性、超基性岩浆的侵入；后期反转是深层次的韧性拆离，有大量伟晶岩脉的贯入，是由发育在 10～35km 处的韧性台阶状逆断层冲断叠置而成。早古生代地层因冲断叠置而下压的很深，从而发生以蓝晶石、白云母和钙铝榴石为特征的绿片岩相变质作用，组成所谓的活化盖层；浅层滑脱则主要由脆性台阶状断层构成冲断岩席、双重推覆体和冲起构造。据他们的平衡剖面计算，北大巴山的缩短率至少达 35.5%～44.2%。

早期以发育北倾的大型犁式正断层为特征，控制了早古生代地层强烈地差异沉积[图 8-7（a），（b）]。例如，新元古界北大巴山的陨西群、耀岭河群的沉积厚度差异不大，一般都为 2400～3000m；寒武系一般为 1480～1625m，但至城口-房县断裂以北的毛坝-镇坪一带，厚度猛增至 2246m，由此向北厚度明显减小，而到安康断裂以北厚度又剧增至 2180～3020m，这种差异沉降在志留纪更趋明显，且一直延续到早泥盆世。早古生代地层普遍发育一套基性侵入岩、火山岩及少量超基性岩，可以认为这是与幔源裂谷作用同步的产物。镇坪县茨竹基性侵入岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 447.9±10.6Ma，与北大巴山中上地壳伸展的时代一致（晚奥陶世-早志留世）。

构造反转主要表现为早期的犁式正断层反转为台阶段状逆冲断层，形成厚度不一、形态复杂的逆冲叠置岩片 [图 8-7（c），（d）]，但剥蚀强烈，保存很差。王清晨等（1989）、张国伟等（1991，1995）根据区域对比，认为构造反转时间应该在中三叠世。浅层冲断变形主要发育在耀岭河群、寒武系、洞河群（Є-O）和志留系中，与泥质岩、薄层灰岩组成的多个滑脱层中脆性台阶段状逆断层有关，表现为强烈地壳缩短和冲断过程中的叠加褶皱。因北大巴山冲断变形的最新地层为 T_1-T_2，二者为整合接触，勉县群（J_1-J_2）角度不整合于已发生冲断变形的下志留统陡山沟组之上，故推测变形时代为 T_2-J_1，许志琴等测得因冲断变形而发生盖层活化的变质（低绿片岩相）年龄为 216±Ma，与上述分析大致相当。

8.2.6 武当隆起（图 8-2，$Ⅲ_5$）

武当隆起位于南阳盆地以西的中南秦岭东段，基底可能为出露于西峡境内的中元古界陡岭群，主体由新元古界陨西群（武当群）和下震旦统耀岭河群组成，由上震旦统灯影灰岩和寒武-奥陶系环绕四周形成超覆沉积，明显表现为一个前震旦纪古隆起。据周鼎武（1999，1998）等研究，武当隆起在晋宁期形成之后，澄江期（约 800Ma）曾发生区域性的伸展裂解，导致基性岩墙侵位，岩墙群 Sm-Nd 等时线年龄为 786±164Ma，角闪石 Ar-Ar 高温坪年龄为 694±21Ma，这应该与北秦岭洋的强烈扩张有关；角闪石 Ar-Ar 中温坪年龄（约 400Ma）和黑云母单坪年龄（约 240Ma），大致代表了古隆起在早期板块碰撞和晚期陆内俯冲两次构造事件中的隆升。这就基本上排除了武当隆起是一个显生宙异地地体的可能性。

陡岭群：是一套混合岩化中深变质岩系，主要岩性为角闪斜长片麻岩、黑云（石墨）斜长片麻岩、角闪片岩、石墨片岩，夹石墨大理岩、磁铁石英岩，属火山-沉积岩系；其中含蛇绿岩残块；被下震旦统耀岭河群不整合覆盖，含有 700～880Ma 的几组成分不同的岩脉。

陨西群：是一套绿片岩相变质岩系，主要为钠长变粒岩、钠长浅粒岩、绢云母（或金云母）钠长片岩，夹少量绿片岩、大理岩和石英岩，厚近万米，原岩应为酸性火山-沉积岩系，夹少量基性火山岩。

耀岭河群：为一套浅变质细碧岩和中基性火山碎屑岩，厚 300～2600m。陨西群中的酸性火山岩以含碱长石的流纹岩为主，少数为英安岩、粗面岩。耀岭河群火山岩属拉斑玄武质-钙碱性系列，可能代表了早期的大陆裂谷活动到晚期有洋壳出现环境下的火山岩喷出，与上述基性岩墙群所反映的情况类似，均指示了秦岭洋的扩张期。陨西群与耀岭河群不整合于陡岭群之上，伏于上震旦统灯影灰岩之下，陨西群锆石年龄约为 1000Ma（刘国惠等，1993），应置于新元古代，其岩石组合与变质程度也可以与华南板溪群对比；把耀岭河群放在早震旦世较为合适。

上述资料说明，新元古代至早震旦世时期，北秦岭洋强烈扩张，导致扬子板块北缘伸展减薄，新元古代以陨西群为代表的裂谷活动普遍而强烈，在减薄的陆壳之上堆积了近万米厚的酸

性火山-沉积岩层。早震旦世的裂谷活动局部出现洋壳，在此基础上地壳进一步减薄，从而导致晚震旦世的隆起。武当-桐柏-大别可能均为扬子板块北缘的基底隆起，只是因为在后造山伸展变形中由西向东幅度增大，从而表现为不同层次的基底依次出露地表，后期活动亦表现为由西向东增强。

8.2.7 南襄盆地（图8-2，Ⅲ$_6$）

南襄盆地是叠加在东秦岭东段的一个中-新生代盆地。晚三叠世时沿区域性断裂发育小型断陷盆地，如南召一带的留山盆地、马市坪盆地等；侏罗纪时以隆起为主，以花岗岩基侵入为特征，并持续到早白垩世，如盆地东南缘的马振扶岩体和东缘的桃园花岗岩体（沁阳附近，年龄111Ma）；早白垩世时有一些含烃源岩的小湖盆形成，晚白垩世时为大面积山麓洪积；古始新世与晚白垩世古地理状况类似，渐新世发育为强烈下沉的生油坳陷；新近系为厚数百米的砂砾岩沉积，广泛超覆于下伏地层之上，形成目前所见的统一的横跨东秦岭构造带的上叠盆地。盆地东西两侧构造岩相带和主干断裂遥相对应，无明显错位（图8-8），说明NE向的右旋扭动分量很小，而垂直断距在沁阳坳陷可超过9000m；区域性的NWW向断裂均为压扭性断裂，仅使盆内在中新生界地层中发育的断层呈北倾正断层，但倾角不大，为35°～50°；上述特征说明，走滑拉分可能不是盆地形成的主要机制，而沿NWW西方向的滑脱是盆地形成的主要原因。自晚三叠世以来，中国东部一致向东南方向滑移，使早期的主要断裂均转变为侧向左旋扭动，因南襄地区正处于大别-雪峰地幔梯级带之上，故滑动分量大，形成滑脱型盆地。滑脱导致地壳减薄和地幔相应隆起，加剧了盆地的早期沉陷，故有深湖-半深湖相烃源岩发育；隆起地幔后期的冷缩沉降，导致新近纪南襄地区全面下沉。

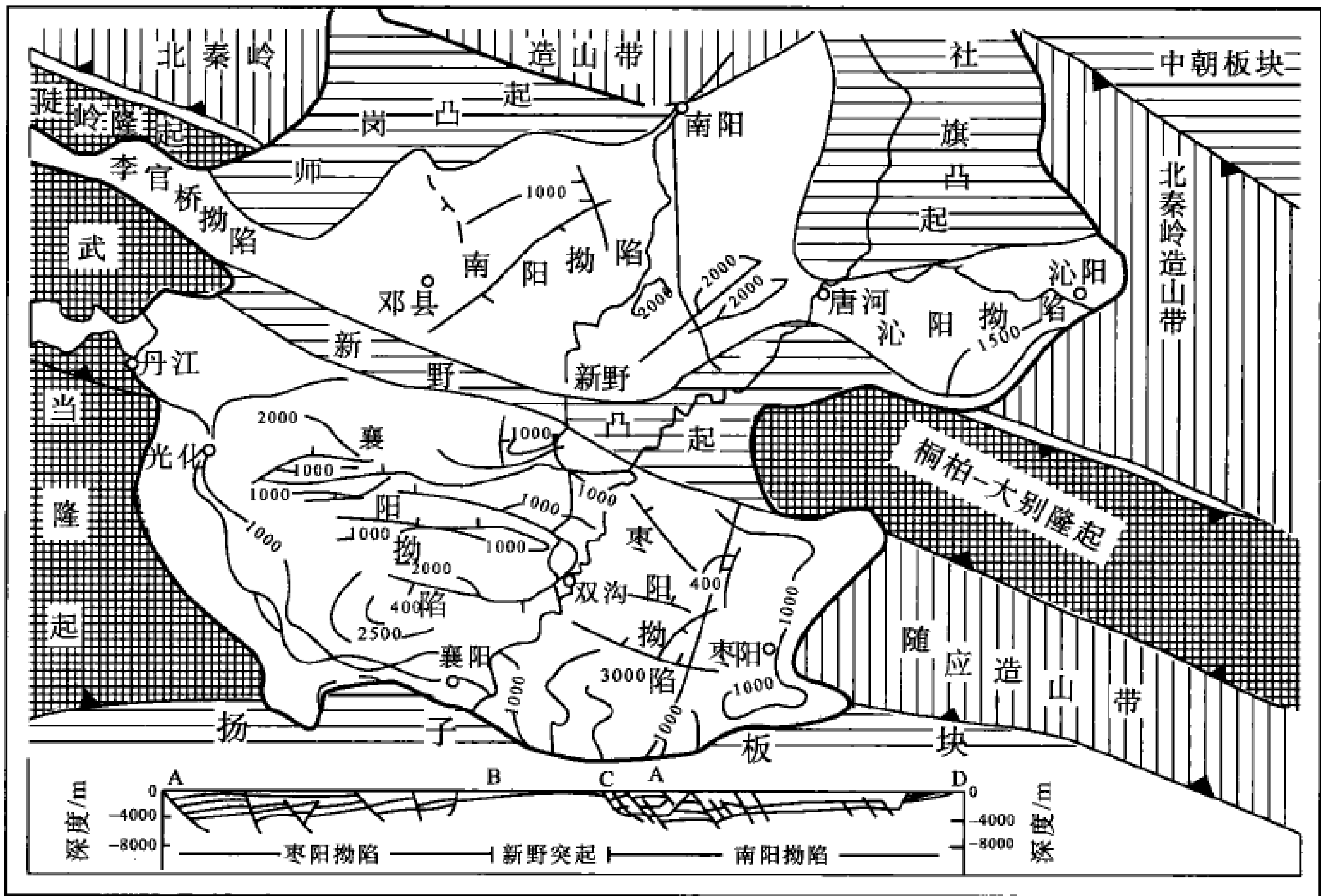


图8-8 南襄盆地构造图（盆中带数值的曲线为沉积厚度等值线）

（李国玉等，1988；1∶500万中国地质图1990资料编绘）

滑脱的幅度和开始的早晚与边界断裂及基底性质有关，NE 向断裂与商丹缝合线交汇的泌阳地区滑脱的幅度最大，开始早，故形成厚达 9000m 的深拗陷；南阳拗陷的基底为秦岭群，比以宽坪群为基底的泌阳拗陷刚性大，故断陷开始晚（核桃园三期末才开始沉陷），幅度为 4000 余米；新野隆起及其以南地区，基底为扬子板块北部被动陆缘，刚性大于北秦岭，所以沉降开始最晚，仅发育了 1700 余米的新近系。区内早期以规模不大的楔状断陷为特点，圈闭构造均为小型鼻状隆起，自新近纪以来因滑脱幅度不断加强，才导致盆地的全面沉降。

8.3 大别-苏鲁-韩国构造带

因郯庐断裂的错断，分东西两段。西段介于南阳盆地与郯庐断裂之间，称桐柏-大别隆起；东段在江苏北部的东海至山东莒南-威海一线，称苏鲁隆起，与大别弧间沿 NNE 方向错开了 600km 的距离。朝鲜、韩国之间的临津江带与北淮阳性质相仿，该带以南的京畿隆起类似于大别隆起，应是大别带的东向延伸，现在被黄海新生代断陷相隔。

8.3.1 桐柏-大别段

桐柏-大别地区北部以明港-合肥断裂与华北台块为界（图 8-9，F_2），南部沿襄樊-广济断裂（F_5）与扬子台块接壤；内部又被桐柏-磨子潭断裂（F_3）和南阳-应山断裂（F_4）分割为北淮阳、大别、红安-宿松和随应四个构造带。

1. 北淮阳板块缝合带

基底出露在桐柏县城以北的大河地区，大河一带的中深变质岩系与秦岭群完全相似，应是后者向东的尖灭部分；变质隆起带以北的火山沉积（刘山岩地区）类似于二郎坪群，以南的浅变质碎屑岩（苏家河群）亦越过南阳盆地分布到内乡县城以北；北界的明港-合肥断裂在确山县的薄山水库一段可明显观察到熊耳群不整合覆盖在宽坪群之上。因此，北淮阳实际上是北秦岭的东向延伸。

东段仅沿大别北缘出露信阳群、佛子岭群、梅山群浅变质岩系。信阳群下部龟山组为石英片岩及含石榴子石、十字石、蓝晶石的绢云石英片岩，厚 1000～3000m；上部南湾组为含白云岩碎屑的斜长石英片岩及黑云绿帘变粒岩，厚 1000～5300m。过去一直将信阳群置于震旦纪-青白口纪，后来在南湾组中发现古生代微体化石，Rb-Sr 年龄为 384Ma，故可与西段的刘岭群（D_{2-3}）对比。梅山群过去也与信阳群、佛子岭群对比，但其中赋存植物和腕足类化石碎片，夹煤层，杨志坚等（1964）主张将其置于石炭纪-二叠纪。

信阳以东，沿桐柏-磨子潭断裂（图 8-10，F_3）北缘出露一套苏家河群浅变质火山碎屑岩系，在其中发现了早奥陶-早泥盆世（O_1-D_1）的腕足类、海百合茎和有孔虫等化石（叶伯丹等，1991），年代为 415～393Ma（Rb-Sr），含 422Ma 低温榴辉岩，多认为这是一条加里东构造混杂岩带。

北淮阳地带还是一条燕山-喜马拉雅期火山岩带，分布在信阳商城-霍山-金寨一线，可划分为晚侏罗世、早白垩世和古近-新近纪三期，均为钙碱系列的安山岩-英安岩-流纹岩组合与碱性系列的粗安岩-粗面岩组合。

2. 大别高压-超高压变质杂岩带

这是一个含超高压变质岩石的中深变质杂岩隆起带，被五河-水吼断裂和花凉亭-黄镇断裂（F_9、F_8）分为北、南和西三部分（图 8-9，游振东等，1996）。其中北大别高温变质杂岩相当于安第斯型岩浆弧根部变质杂岩；南大别变质杂岩为含超高压变质岩石（柯石英榴辉岩）的碰撞带变质杂岩；西大别为隆起带上部的片麻岩系，只经受蓝片岩相高压变质。中生代碰撞型花岗岩和碱性岩墙群空间上也呈有规律地分布，尤其在北大别更发育。南大别超高压变质带是华北、扬子两个板块的缝合带，后者俯冲于前者之下，超高压岩石构造就位于片麻岩质围岩（大别群）中，至少经历两个阶段的抬升和折返过程。年代学的已有资料认为，大别地区峰期超高压变质作用发生于中-晚三叠世（柯石英榴辉岩 Sm-Nd 年龄为 221～232Ma），折返具多阶段性，发生在中-晚三叠世、早侏罗世和中侏罗至早白垩世，速率依次急剧递减。

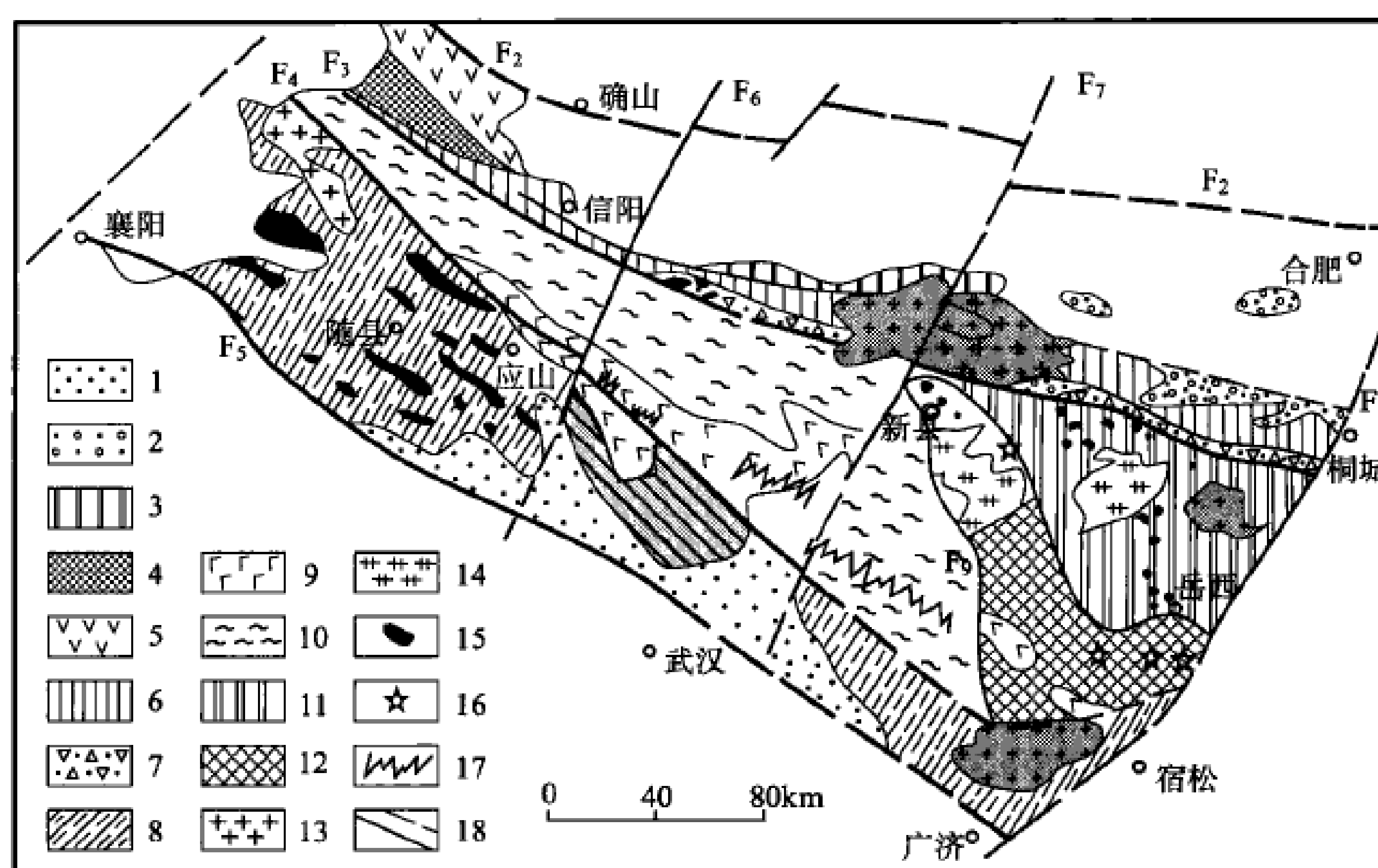


图 8-9 桐柏-大别大地构造略图

（据游振东、从柏林、李曙光等，1996，据有关资料编绘）

1. 白垩-古近-新近系；2. 侏罗-白垩系；3. 下-中石炭统；4. 秦岭群；5. 二郎坪群；6. 信阳群、佛子岭群；7. 苏家河构造混杂岩带；8. 应山群、花山群；9. 红安群；10. 大别群；11. 北大别高温变质带；12. 南大别-苏鲁超高压变质带；13. 燕山期花岗岩类侵入体；14. 时代不同的花岗岩类侵入体；15. 基性、超基性岩；16. 柯石英榴辉岩；17. 蓝闪石片岩；18. 板块边界与主要区域断裂。F_1. 郯城-庐江断裂；F_2. 明港-合肥断裂；F_3. 桐柏-磨子潭断裂；F_4. 南阳-应山断裂；F_5. 襄樊-广济断裂；F_6. 罗山-大悟断裂；F_7. 商城-麻城断裂；F_8. 花凉亭-黄镇断裂；F_9. 五河-水吼断裂

3. 红安-宿松高压变沉积杂岩带（红安群）

这是一个含低温榴辉岩的蓝片岩带，为深水到碳酸盐岩台地相环境。由磁铁石英岩、云母石英片岩韵律层组成，由北向南分为三带，向南磁铁石英岩和石榴子石变质矿物急剧递减。

4. 随应被动陆缘裂谷带

处于襄樊-广济断裂（F_5）以北，南阳-应山断裂（F_4）以西。由一套浅变质的火山-沉积位岩系（花山群、应山群）组成，主要成分为片岩、千枚岩、板岩、变砂岩、砾岩、碳酸盐

岩、硅质岩、玄武岩和流纹岩等，大量化石的年代为青白口纪-志留纪，含许多类蛇绿岩成分的辉绿辉长岩和含橄辉长岩。

8.3.2 苏-鲁段

1. 区域构造

位于郯庐断裂以东的五莲-威海断裂和嘉山-响水口断裂之间，由于断裂切割，北淮阳带在这里没有出露，北部为胶南变质隆起带，南侧为苏北隆起（图 8-10），都是太古宙-古元古代隆起。

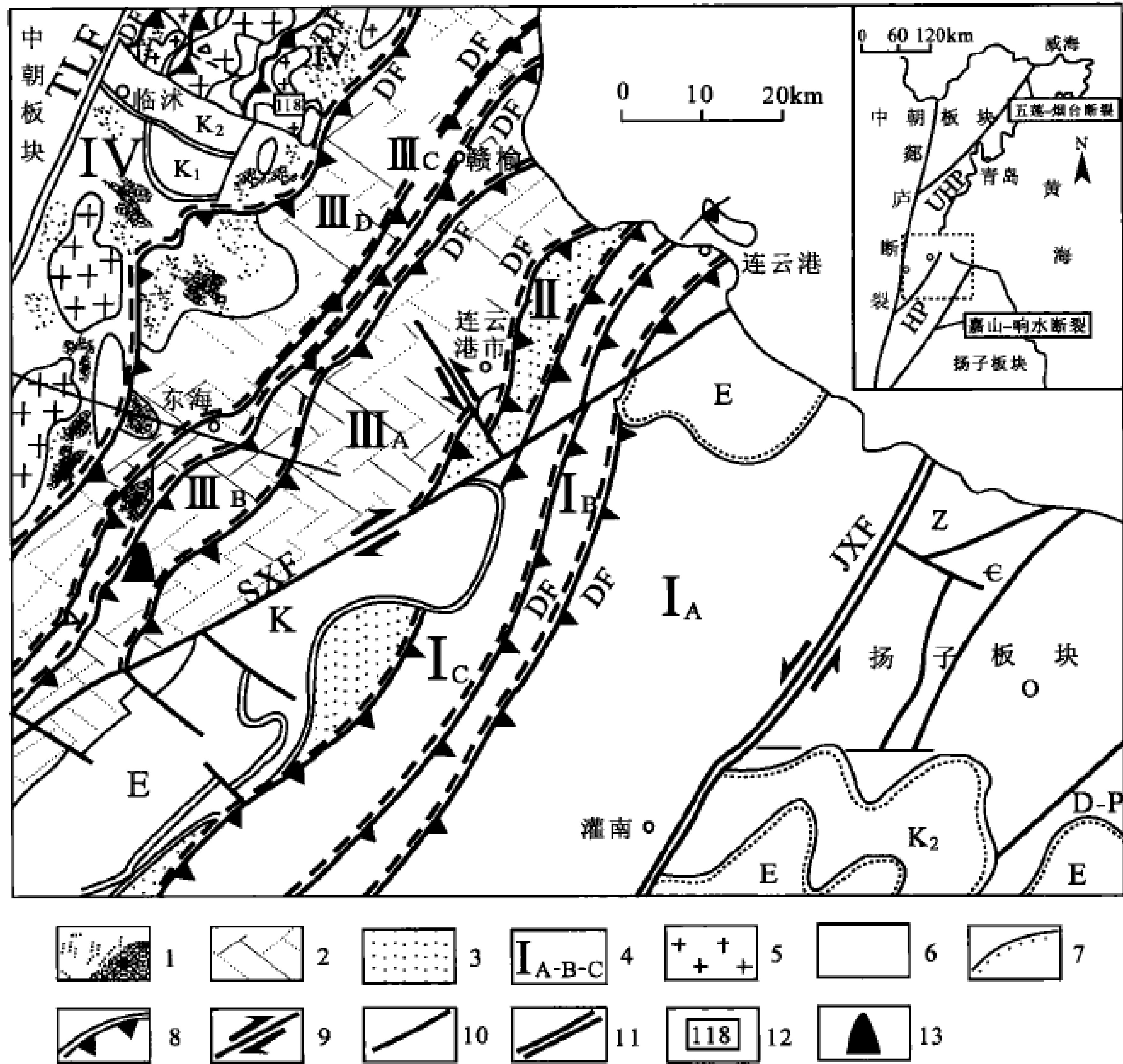


图 8-10 苏鲁地区构造图

（许志琴等，2003）

1. 北苏鲁超高压花岗质变质岩叠覆构造岩片（Ⅳ）；2. 北苏鲁超高压表壳变质岩叠覆构造岩片（ⅢA-D）；3. 南苏鲁高压中温变质岩叠覆岩片（Ⅱ）；4. 南苏鲁高压低温变质岩叠覆岩片（ⅠA-C）；5. 中生代花岗岩；6. 超高压、高压变质岩以外的地层单元；7. 角度不整合；8. 韧性剪切带（DF）；9. 走滑断裂（SXF）；10. 断裂；11. 岩石圈断裂（TLF. 郯庐断裂；JXF. 嘉山-响水断裂）；12. 中生代花岗岩同位素年龄；13. 超深钻位置

基底岩石称胶南群，这是一套中深变质的中基-中酸性火山沉积岩系，被海洲群不整合覆盖，同位素年代集中在新太古代至古元古代。海洲群由含磷岩系和酸性火山沉积组成，相当于红安群的中下部。附近的五莲群、张八岭群与其时代相当。原岩遭受高压-超高压变质，可划分为北部的超高压变质带（图 8-10，Ⅳ，Ⅲ）和南部高压变质带（图 8-10，Ⅱ，Ⅰ）两部分，

它们都是由韧性剪切构造岩片组成。综合研究表明，240～220Ma 扬子板块的大量表壳岩石向北俯冲于中朝板块之下，220～200Ma 经受高压-超高压变质的岩石整体快速折返，折返岩片中保存着自上而下岩石变质序列，故推测是在“挤出”机制下折返的，并受到 150～100Ma 伸展事件的改造（许志琴等，2003）。

2. 高压-超高压变质带的形成与折返

苏鲁高压-超高压变质带由北面的超高压变质带和南面的高压变质带组成，它们是由于扬子板块的表壳岩石深俯冲到华北板块 100km 之下，而后又快速折返形成的。深俯冲发生在 220～242Ma，折返事件发生在 200～220Ma（许志琴等，2003）。在榴辉岩、超基性岩围岩、正片麻岩、副片麻岩、斜长角闪岩、大理岩及兰晶石石英岩等岩石的锆石中，发现大量柯石英与其他伴生的超高压变质矿物——绿辉石、多硅白云母、石榴子石和蓝晶石等包体，说明上述岩石曾经历了超高压变质作用（压力大于 2.8GPa，温度高于 650℃）；在南面的高压变质带中赋存兰闪石（黑硬绿泥石）片麻岩、蓝晶石（黄玉）及多硅白云母片岩、石英岩、大理岩等。在苏鲁地区，高压-超高压地块中有大量 100～150Ma 的花岗岩侵入体，并被白垩系火山碎屑岩陆相盆地不整合覆盖；南部有新近纪玄武岩喷发。前者是高压变质体折返后陆内伸展事件的反映，后者标志地壳的缓慢隆升（自 80Ma 以来）。

高压-超高压变质岩石的折返机制尚没有完满的方案，多数主张“挤出”或“伸展”模式。可从下列证据中求得一些支持，折返岩片自上而下具有下述序列：高压低温变质单元、高压中温变质单元、超高压（为主）副片麻岩变质单元和超高压花岗质（为主）片麻岩变质单元，这与俯冲板片中的变质单元基本一致，这是整体快速折返的证明；折返构造是以向南东缓倾的面理、NWW 走向的拉伸线理及剪切叠覆为特征，这显然是伸展事件的反映；地震反射界面揭示，高压-超高压岩片的基本形态为上拱的不对称舌形体；折返岩片间的韧性剪切带具自南东往北西运动的特征，后期又叠加了反向下滑型韧-脆性断裂构造。

图 8-11 是索书田等（2008）所总结的大别-苏鲁高压-超高压地质体的俯冲折返过程。230～250Ma［图 8-11（a)］，扬子板块深俯冲于中朝板块之下，在 90～100km 的深处发生高压-超高压变质作用，陆壳物质在柯石英-金刚石稳定域转变为密度大的榴辉岩，代表极高的俯冲速度（垂向分量为 mm～cm 极）、极低的差异应力（小于 10MPa）和相对低的应变速率（10^{-11}～10^{-14} s^{-1}），受不均匀变形分解作用影响形成片理化榴辉岩和网状榴辉岩；200～230Ma［图 8-11（b)］，层状斜长角闪岩和陡立构造扇代表高压-超高压地质体沿着底板剪切带和顶板剪切带向中下地壳楔状挤出，强烈的递进变形和减压部分熔融作用导致极为复杂的褶皱变形和网状剪切带的发育；170/140～200Ma［图 8-11（c)］，碰撞后地壳的伸展状态导致垂向上地壳韧性薄化和近水平方向的伸展流动，如榴辉岩透镜体最大扁平面由先期的陡立状态改变为近水平或缓倾斜排列，间或形成小型平卧褶皱；约 140Ma 至现在［图 8-11（d)］，浅地壳层次的碎裂变形。

8.3.3 朝鲜半岛南段

朝鲜半岛南段由临津江带、京畿地块、沃川带和岭南地块四部分构成（图 8-1）。其中京畿地块与我国大别及下扬子地区具有相似的构造特征，古元古界苏北朐山群和京畿的连川系均为混合花岗质片麻岩、片岩；中元古界皖南上溪群、苏北张八岭群和京畿地区的春川系均为中基性夹酸性火山岩及其碎屑岩，局部都赋存磷矿；新元古界皖南历口群和京畿的下沃川系均为一套含中性火山岩的浅变质类复理石层系；震旦系它们均有冰川大陆架相碎屑岩发育；均发育不完整

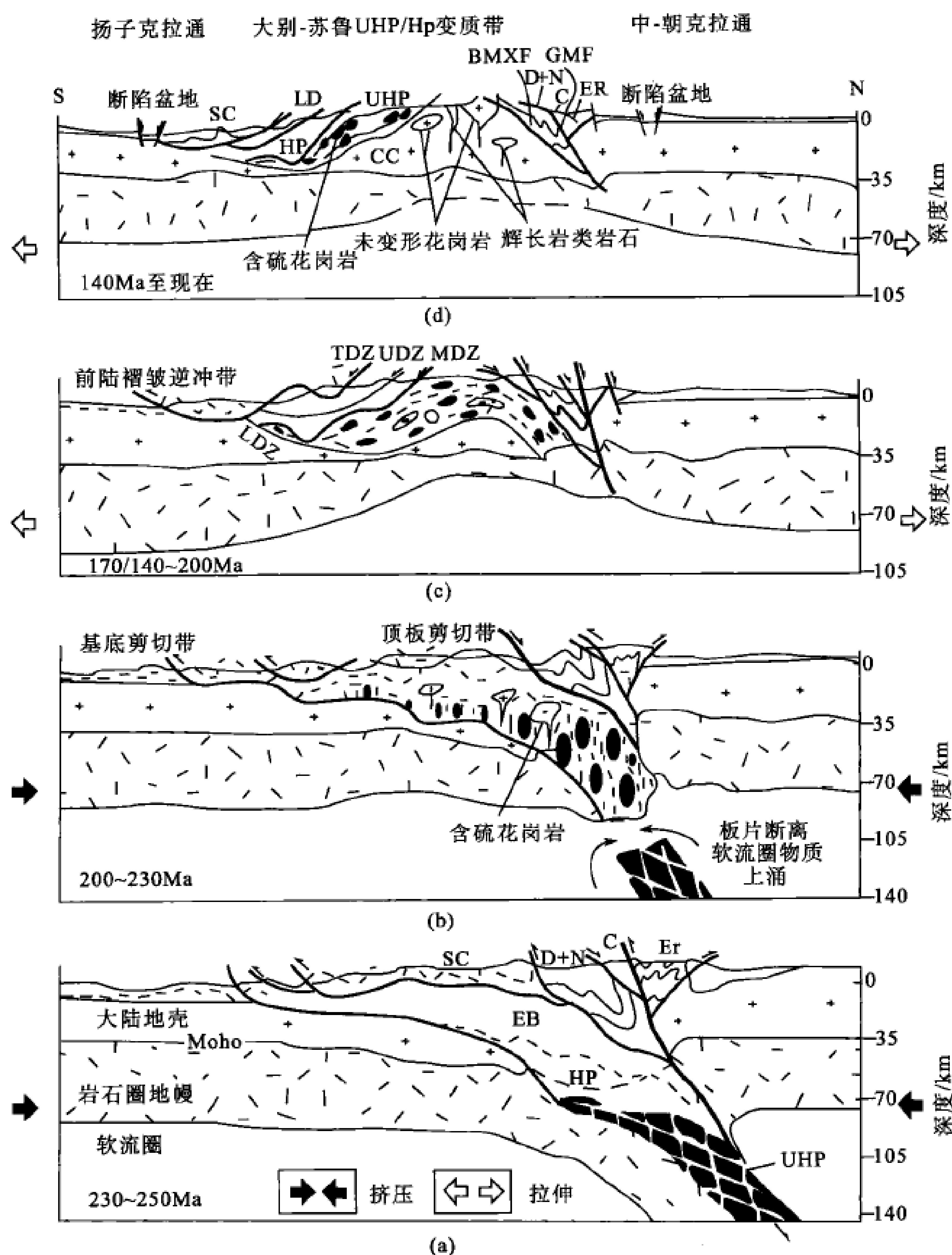


图 8-11 大别-苏鲁高压超高压变质岩流变学演化模式

（索书田，2008）

(a) 榴辉岩地幔层次的塑性变形，网状榴辉岩相剪切带发育；(b) 同碰撞楔状挤出，中下地壳层次斜长角闪岩的塑性变形，减压下的部分熔融及含榴花岗岩的就位；(c) 伸展体制下中下地壳层次角闪岩相片麻岩的韧性流动和薄化，伸展拆离带的发育，科迪勒拉变质核杂岩型区域构造框架形成；(d) 浅地壳层次的脆性变形和断裂系统发育，造山带构造塌陷和揭顶作用；ER. 二郎坪群；C. 石炭系；D+N. 定远组和南湾组

的古生界盖层。下寒武统都含磷矿，寒武-奥陶系为壳相，志留系发育笔石页岩相，南黄海-京畿地区缺失上奥陶统-志留系，普遍缺失泥盆系中下统。三叠系的海陆交互相沉积均发育不全；侏罗至古近-新近纪均为以陆相为主的红色碎屑岩盆地，夹中基性火山岩、煤及膏盐层；南黄海地区缺下白垩统，京畿地区南部仅有中新统（长鬐统和迎日统）沉积（Zhang，1994）。

岭南地块位于南韩东南部的庆尚南道与庆尚北道一带，过去认为该区类似于我国浙闽地

区，前震旦系浙东南陈蔡群和韩国岭南系、震旦系都是一套中深变质的片麻岩、片岩、大理岩；古生代沉积均发育不全，岭南地区确定的寒武系-中下奥陶统朝鲜系主要是一套长英质绿片岩和钙硅质岩；泥盆纪-二叠纪早中期以台地相碎屑岩、碳酸盐岩沉积为主；晚二叠世为海陆交互相含煤沉积。近些年的研究表明（Chough et al.，2000），岭南地块与京畿地块间存在一条沃川造山带，地块本身的沉积类似于沃川带东北部分的大田地区（Taebaeksan），未变质的早古生代和晚古生代至中生代沉积不整合在变质基底之上，其早-中奥陶世三叶虫组合却又类似我国的华北地区。

临津江（Imijingang）和沃川（Okchon）是两个活动性构造带。临津江带位于京畿地块与狼林地块间，是一条东西走向的褶皱带和逆掩变形带（图 8-12）。主要地层为泥盆纪-石炭纪变沉积岩（临津江群—硅质碎屑岩、碳酸盐岩和火山碎屑岩），厚度大于 2000m，不整合于新元古界基底岩石之上。该带西部的地层分别称作 Jongok 组（北）、Samgot 组（南），Jongok 组是志留系-泥盆系泥质-半泥质片岩、千枚岩与夹有大理岩的石英岩；Samgot 组为新元古界钙硅质岩和夹有变泥质岩、变砂质岩的角闪片岩。变质作用的温压条件表明，Jongok 组的变质级别是朝南增加的，顺序为石榴子石带→十字石带→蓝晶石带；Samgot 组角闪岩的变质达高压角闪岩相，甚至部分达榴辉岩相，变质作用的时间在二叠纪-三叠纪。Jongok 组表现为向南倒转的挤压变形，Samgot 组表现为挤压变形（紧接着伸展变形），再向南到与京畿地块的交界处，则表现为直立韧性剪切。韩国学者认为，上述特征均指出临津江带可能是我国大别-苏鲁碰撞带的东向延伸。

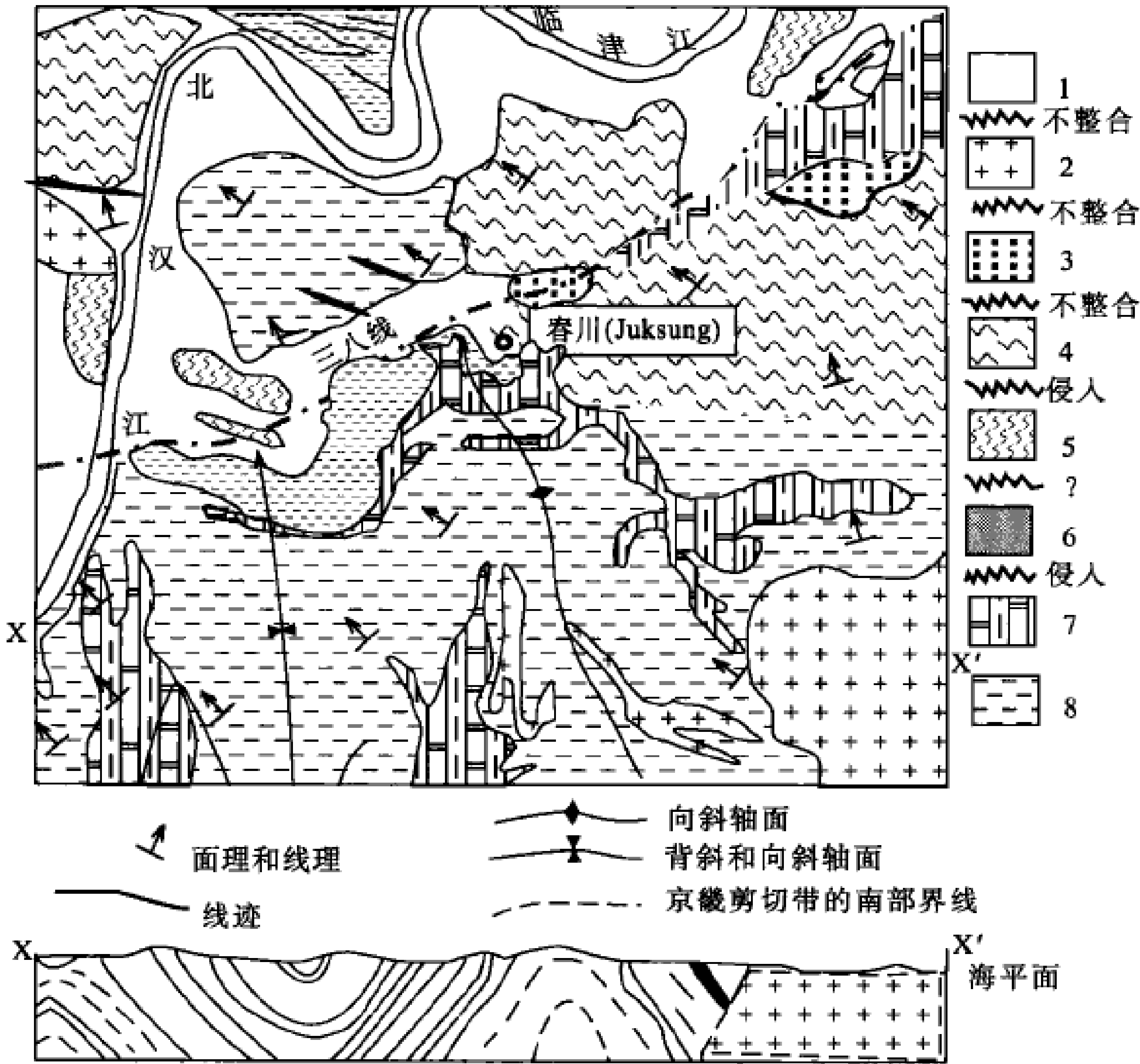


图 8-12　京畿地块北东部分地质图和剖面图

（Chough et al.，2000）

1. 冲积层；2. 黑云母花岗岩；3. 砂岩、页岩、砾岩；4. 正长片麻岩；5. 眼球状片麻岩；6. 角闪岩；7. 石英岩及石英云母片岩（QMS）；8. 黑云母片麻岩及大理岩（M）

沃川造山带走向 NE，宽约 50km，长约 300km，基底由中元古界构成，上覆黄洲系（Є-O）、平安系（C-P）和中生代地层，中部的新元古界岩石向北延伸不整合地覆盖在京畿地块的片麻岩上。根据岩石组合与变质程度，沃川造山带可分为 SW 部分的沃川带与 NE 部分的大田（Taebaeksan）带两部分。前者由不含化石的低至中等程度的变沉积岩与火山岩组成，其年龄现在尚不确定；后者由含化石的未变质或弱变质的古生界至下中生界的地层组成。沃川带的岩石组合主要为变泥质岩、石英岩、砾状千枚岩、大理岩、钙硅质岩和变火山岩；原始结构多已消失，其片理走向为 NE-NEE，倾向为 SE。含寒武纪、早（或）晚奥陶世的化石碎片；同位素年龄分歧较大，Chough 等（2000）倾向于晚二叠世-早三叠世的独居石 Th-U-Pb 年龄，因后者的封闭温度高（650～700℃），接近该带岩石的变质温度（500～600℃）。所以总的反映，沃川带由前寒武系和可能的古生界岩石组成，其峰期变质年龄为晚二叠世至早三叠纪。沃川带是一条多期逆掩变形带［图 8-13（a）］，也是一条含蛇绿岩组合的缝合带。在沃川带与大田带的边界处，可见沃川群深水沉积逆覆到浅水沉积的大田群之上［图 8-13（b）］，并经历了三次造山作用：加里东（志留纪-泥盆纪）、印支（或 Songrim，晚二叠世-三叠纪）和大宝（Daebo，中侏罗-早白垩世），不过关于沃川带的性质是陆内裂谷或是板块缝合线及造山作用的时间，目前还存在不少争议。

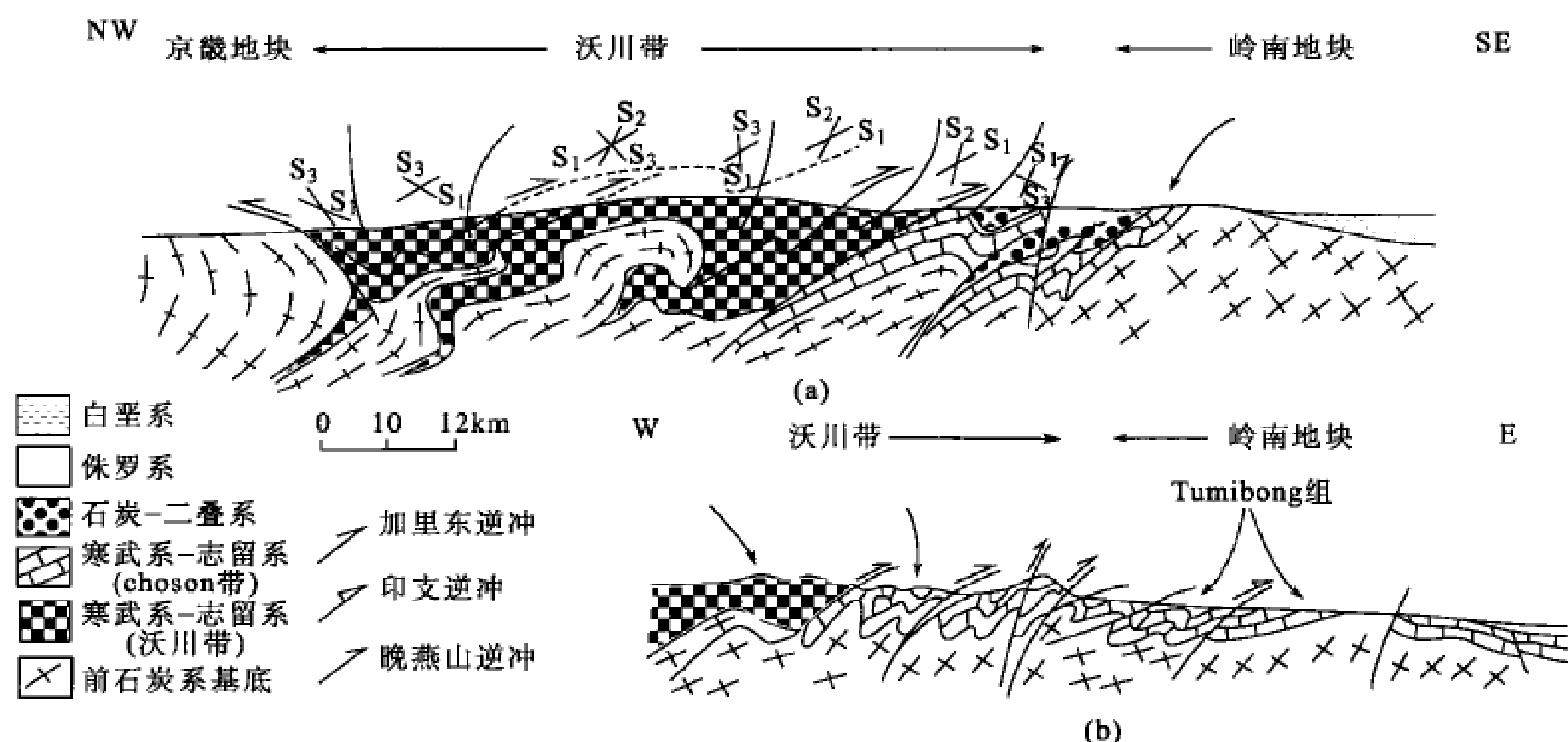


图 8-13　穿过沃川造山带的构造剖面（同图 8-12）

在大田带中，寒武纪-奥陶纪地层不整合在变质基底之上，其上不整合的是志留系或石炭系（?）-三叠系。下古生界为浅海相沉积，主要是含少量砂岩、页岩的碳酸盐岩；石炭-三叠系主要是边缘海至陆相环境下的厚层碎屑岩，含重要的可采煤层。生物古地理资料证明，早-中奥陶世期间，大田地区是一个地形起伏很小的碳酸盐台地，在那里地方种三叶虫（如 *Yocimuraspis*、*Koraipsis* 等）十分繁盛，应与华北地块的生物地理区相通（Chough et al.，2000）。

总的情况可能正如早年（Reednlan and Um，1976）所指出的，京畿和岭南代表元古宙时期原始分离的两个陆块，沃川褶皱带的火山岩具岛弧组合。寒武纪-奥陶纪时期，每个陆块为各自的陆架供给了具有独特动物群的沉积层序；在三叠纪，这些陆块随着其间洋盆的消减而开

始相互靠拢；中侏罗世大宝（Daebo）造山运动时期，陆块间相互拼合，这与日本飞驒带和三郡带的变质作用大体一致。

8.4 西秦岭地区

一般把青海省鄂拉山西界断裂以东至佛坪隆起间的秦岭山地称西秦岭，其北界为青海湖断裂，向东过临夏南、武山县华灵山、鸳鸯镇至天水（图 8-14）；南界为东昆仑-阿尼玛卿-康略勉构造带。

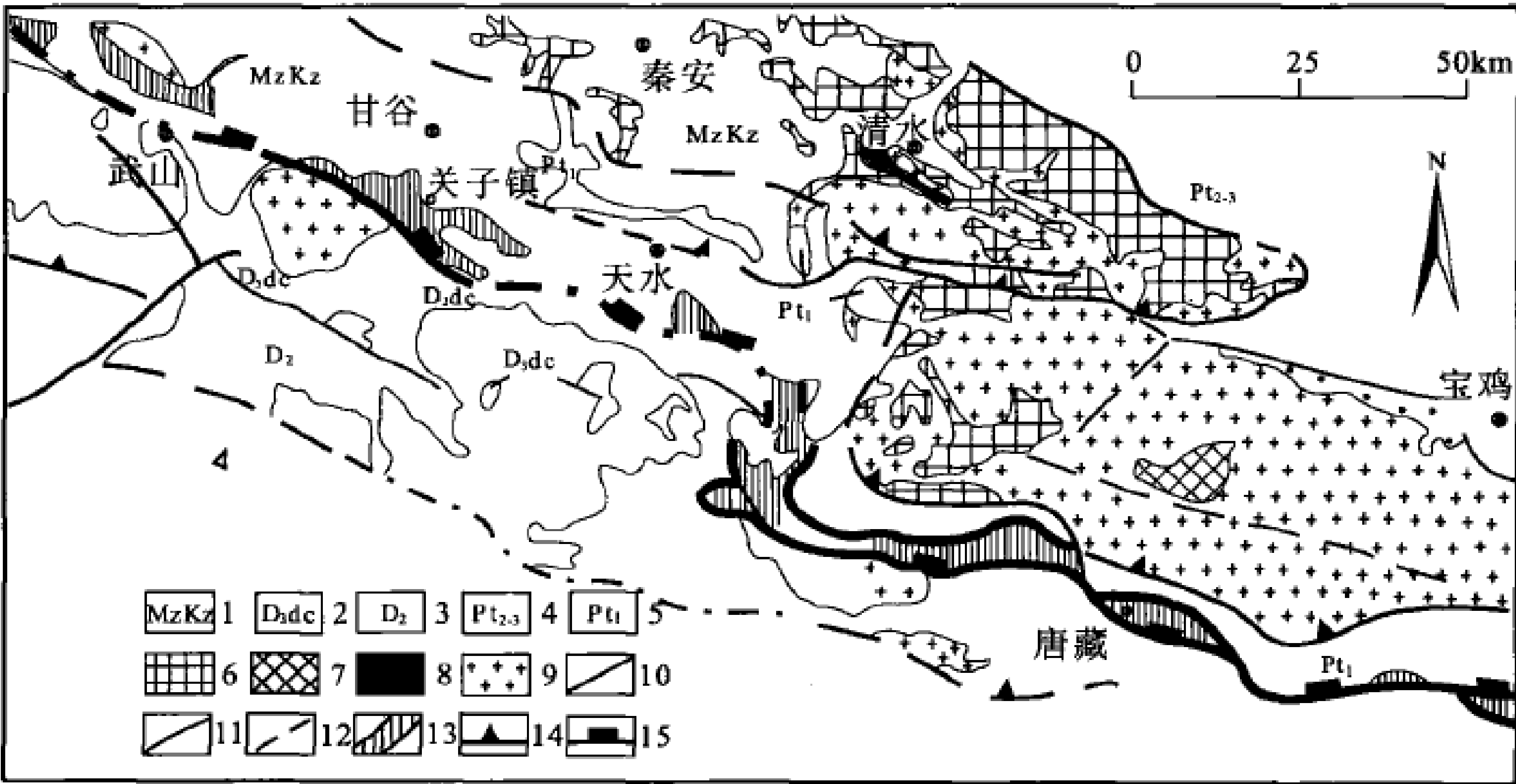


图 8-14 天水地区地质构造略图

（董云鹏等，2008）

1. 中新生界；2. 上泥盆统大草滩群；3. 中泥盆统舒家坝组；4. 中新元古界陇山群；5. 古元古界秦岭群；6. 下古生界；7. 碱性岩；8. 基性熔岩；9. 花岗岩；10. 断裂；11. 被覆盖的基底断裂；12. 推测断裂；13. 蛇绿构造混杂岩带；14. 主要构造带边界断裂；15. 板块主缝合带

8.4.1 板块边界

1. 西秦岭北缘蛇绿岩带

20 世纪九十年代初，张维吉等（1994）首先在秦安至宝鸡一带的变质火山岩中发现早古生代基性（葫芦河群）和酸性（陈家河群）二个岩石地层组合（见 8.5.3 节）。这套岩石的确定使北祁连与北秦岭间关系更加密切，表明二者早古生代岩石组合可以对比，可能是走向上有差异的同一构造带。其中甘肃省甘谷县关子镇和武山县蛇绿岩的确定，使东秦岭商丹蛇绿岩带可能西延至甘肃武山附近。

关子镇蛇绿岩位于甘谷县南（图 8-14），主要由蛇纹岩、变质辉长岩和斜长角闪岩（变玄武岩）组成，变玄武岩总体以高 SiO_2、MgO，低 TiO_2、Al_2O_3，$Na_2O>K_2O$，LREE 和 LILE 亏损，及 HFSE 不分异为特征，北部区段较南部区块亏损程度更高。董云鹏等（2008）认为，综合主、微量元素地球化学特征分析，关子镇岩体源于亏损地幔源区，生成于大洋中脊环境。

在武山县的鸳鸯镇-鲁班沟一带还出露一套蛇纹石化橄榄岩、纯橄岩、变质辉长辉绿岩、枕状熔岩、块状熔岩和深水白云质碳酸盐岩，其产出状态为蛇绿混杂岩。冯益民等（2002）

在对这套岩石中的马家沟剖面作了地球化学研究后指出，剖面中的变玄武岩属 E-MORB 或裂谷型玄武岩（LREE 呈略富集的平坦型，Eu 无异常显示），Sm-Nd 年龄为 1574±54Ma。但岩石的 ϵ_{Nd}（t）＝5.9，源区为强亏损地幔，应该还属蛇绿岩系列。因丹凤群和松树沟杂岩中均含有中元古代分子，故武山蛇绿岩很可能还是商丹带的西延，最终确定尚需进一步工作。

2. 西秦岭南缘蛇绿岩带（康略勉带）

康略勉构造混杂带夹在西秦岭与扬子板块之间，出露于甘肃康县，经陕西略阳-勉县到洋县的东西一线，长约 200km，宽 10km 左右。一般认为向西可能过若尔盖三叠系覆盖区与阿尼玛卿构造带相连，但古地理研究成果表明它们可能不属于同一构造带（图 9-18）。

在康略勉段清楚地表现为：是一些岩块和岩片的混杂，共同组成一条复杂的推覆构造带。可将这些构造地层单元分为四类。

1）前寒武系岩块

鱼洞子岩块由太古宙地层（鱼洞子群年龄为 2657Ma，U-Pb，秦克令等，1990）组成，这是一套变质火山沉积岩系，含著名的磁铁矿层。可能形成于 3150±79（σ）Ma（崆岭群时代），并于 2688±79（2σ）Ma（Sm-Nd，张宗清等，2001）遭受强烈变质改造和部分熔融。其 ϵ_{Nd}（t）＝0.4，与崆岭群相当。

碧口岩块。鱼洞子群曾作为碧口群的基底岩系，后者是一套以变火山岩为主的杂岩体，其次为泥质岩、碎屑岩及少量碳酸盐岩。火山岩总体上为双峰式组合，从基性的玄武岩、安山玄武岩，中性-中酸的安山岩、英安岩，到酸性的流纹岩、石英角斑岩，含同源火山碎屑岩。上覆震旦-寒武系砾岩-含磷泥质硅质岩-碳酸盐岩-碳硅质序列（详见 9.5.3 节）。

2）蛇绿岩岩片

一个是三岔子岛弧火山岩块，层序较为完整，由下而上为超镁铁岩、堆晶辉长岩、中基性熔岩和放射虫硅质岩。中基性熔岩主要为安山岩和玄武岩，其中安山岩 SiO_2 含量高（60.25%），属高硅岛弧安山岩（赖绍聪，1997）。一个是乔子沟火山岩，原岩主要是玄武岩、玄武安山岩和安山岩，火山岩的硅质夹层中含 C_1 放射虫；绿片岩，主要为绿泥钠长片岩、绿帘绿泥钠长片岩夹厚度不大的碳酸盐岩，原岩接近大洋拉斑玄武岩、轻稀土亏损，无明显 Eu 异常，轻重稀土分异不明显［$(La/Yb)_N$＝0.30～1.07，$(Ce/Yb)_N$＝0.33～1.01］等都表明其岩浆源为强亏损地幔源。

3）混杂堆积

以原划白水江群为代表。白水江群（赵亚曾等，1931）分布在康县-略阳以北，徽县-留坝以南，因无可靠的化石依据，后与徽成盆地以西的白龙江群（叶连俊等，1944）对比，时代定为志留系。这是不同时代不同性质的基质和岩块相互混杂的一套岩石，基质包括粉砂岩、碳质板岩、泥质板岩；岩块包括部分碎屑岩、硅质岩、灰岩及火山岩、基性-超基性岩块体，它们之间均以断层相隔。碎屑岩的地球化学特征表明是活动陆缘沉积（匡耀求等，1995；王涛等，2006）。

其年代学研究表明，白水江群的最晚形成时代为晚古生代，是元古宙至古生代不同时代地

层、岩体的混杂。在康县北大堡一带的碳质板岩中曾采得晚奥陶世笔石（朱正永，1986），并在该地的灰岩岩块中发现奥陶纪和泥盆纪珊瑚化石（陕西区调队，1966，1994）；其后又分别在该群中获得元古宙火山岩年龄，在徽县-白水江镇的白水江群硅质岩中发现晚古生代放射虫和遗迹化石（地科院，2003）；2006 年王涛等在徽县-略阳间白水江群的泥质、粉砂质板岩中发现大量中晚志留世微体古生物化石群。

4）陆缘沉积

主要有：浅变质变形的碎屑岩组合（踏坡群），从下而上从砾岩-砂岩-砂页岩到碳质页岩和薄层灰岩，下部为冲积扇环境，中部为斜坡中深浊积岩，上部为浅海三角洲环境；由中厚层灰岩组成的浅水碳酸盐岩台地相沉积（灵岩寺组），含 D_3-C_1 化石组合；绢云石英片岩、绢云千枚岩、钙质片岩、硅质岩、千糜岩和薄层细晶灰岩，为浅海大陆架环境的碎屑岩-灰岩沉积，含中泥盆世生物化石。

构造带除表现为低绿片岩相普遍变质外，另一特点是变形强烈，各地质体间均以韧性逆冲断裂为界，有些地质体已被改造为混杂堆积，自北而南表现为相互叠置的叠瓦构造，塑性层表现为多期褶皱叠加，拉伸线理既有近直立的，也有近水平的，显然遭受逆冲与走滑（右行）双重构造作用。三岔子多硅白云母形成于 $T=160\sim220$℃、$P=0.80\sim1.0$Pa，大致反映了区内变质、变形时温压条件；李曙光等（1994）研究认为，构造带北侧的大量 200～240Ma 的中酸性侵入体均与这一构造混杂带的活动有关，并划分为俯冲型花岗岩（石英闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩），为幔源混合型花岗岩；碰撞型花岗岩（二云二长花岗岩、钾长花岗岩和花岗闪长岩）与地壳重熔和晚期裂谷活动有关。由此认为洋盆张开在 D_1-C_1，俯冲开始于 240Ma 左右（241Ma 区域变质年龄，220～295Ma 俯冲花岗岩时代），于 T_2-T_3 碰撞（碰撞花岗岩时代 200～219Ma）。

但区内无中晚石炭世-三叠纪沉积是个事实，如果说这里的洋盆于中三叠世以后才闭合，当松潘-甘孜三叠纪洋盆强烈活动时本区不可能处于隆起状态。因此，从古地理角度考虑，康略勉洋盆闭合板块碰撞很可能是在早石炭世末，上述年龄所代表的构造热事件应与陆内俯冲作用有关。

8.4.2 西秦岭地体

西秦岭一般把它作为造山带体系，但其基本构造特征明显不同于北祁连-北秦岭这样一些造山带。它是发育在一个较为统一的古生代基底之上，古生代至三叠纪以块断活动为特征，泥盆纪早期北高南低，晚期南高北低；石炭纪-二叠纪时期主要为统一的台地环境，仅中部有裂谷盆地发育；三叠纪为一个中心式拗陷盆地。上述特征表明它与被动陆缘盆地非常类似，同时各时期都有板内裂谷活动。

据近十余年的研究，西秦岭南、北边界均有蛇绿岩带分布，表明在板块聚合时期，它曾以一个独立的块体参与其中，早期可能是大扬子板块边缘崩裂下来的一个小板块—地体，向西有可能包括中南祁连，因后者的演化历史与其相仿。

构造轮廓如图 8-15。

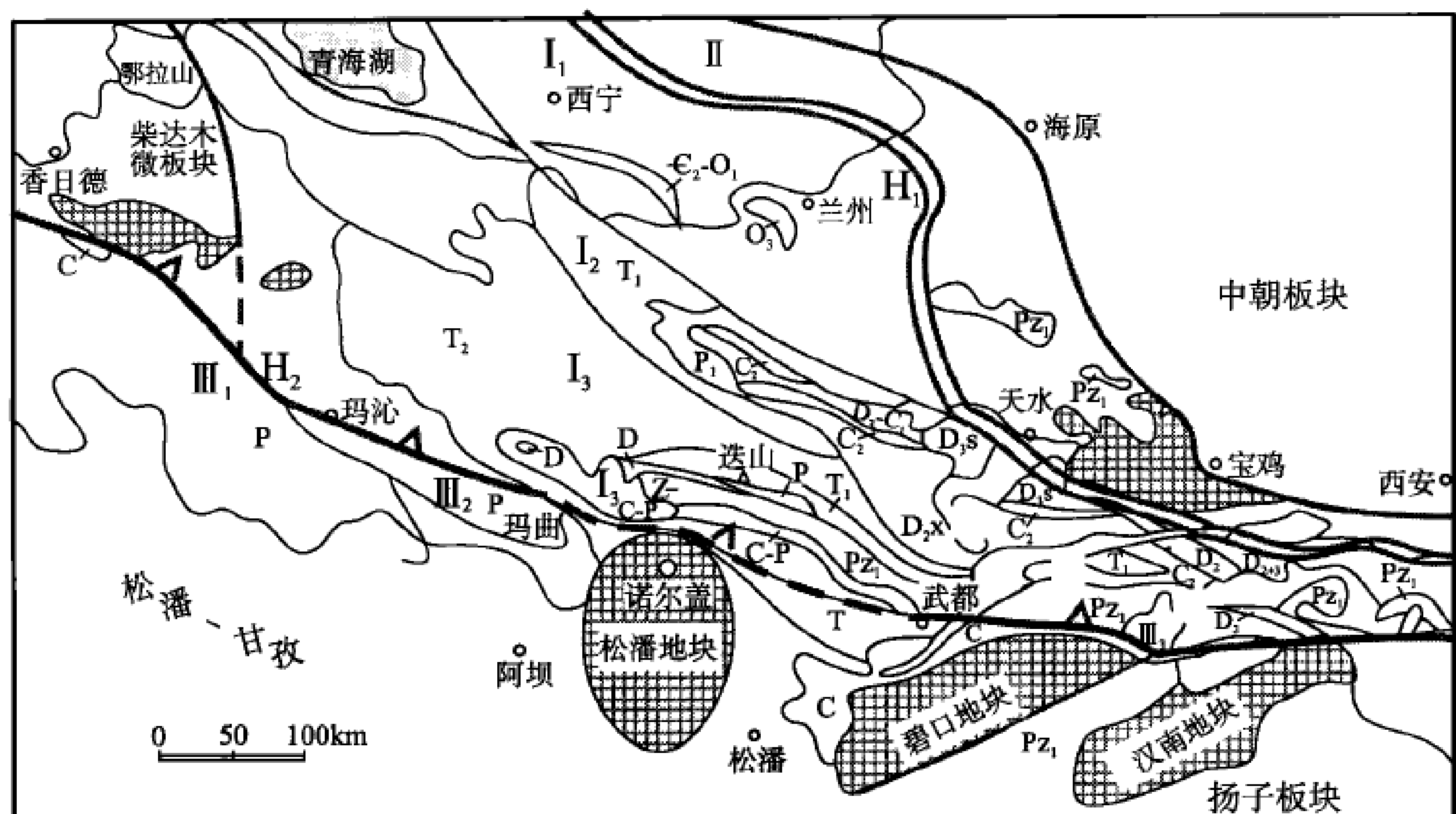


图 8-15 中南祁连-西秦岭地体构造轮廓

Ⅰ. 西秦岭-南祁连（$Ⅰ_1$. 北部隆起；$Ⅰ_2$. 中部拗陷；$Ⅰ_3$. 南部隆起）；Ⅱ. 北祁连；$Ⅲ_1$. 东昆仑；$Ⅲ_2$. 阿尼玛卿；$Ⅲ_3$. 康-略-勉

1. 构造古地理

西秦岭的基底出露于西汉水上游，原称震旦系白依沟群，主要为河湖相沉积，下部是厚层变砂岩、长石石英砂岩及粉砂质板岩，上部为厚层花岗质砾岩层，厚 1600 余米。其中花岗岩砾石的年龄为 1000～1400Ma，表明区内存在前震旦纪古老陆块。据青海地质局资料显示，西汉水隆起向西为西倾山隆起，后者也是一个前寒武纪基底隆起带。

泥盆纪期间，发育南北两个盆地，其间为岷县-宕昌-成县隆起（图 8-16，ⅢA），早期（D_{1-2}）盆地由南向北加深，晚期（D_3）由北向南加深。南侧盆地以碳酸盐岩台地相沉积为主（图 8-16，ⅢB），于中泥盆世期间发育了以三河口群为代表的裂谷型深水浊积盆地（图 8-16，ⅢE）。北部盆地早期（D_{1-2}）由南向北加深，由南侧的浅水碳酸盐西汉水群沉积（图 8-16，ⅡB,其中夹富含铅锌多金属矿层的热水沉积层），向北逐渐加深为深水浊积岩盆地（图 8-16，ⅡA）；晚泥盆世时盆地由北向南加深，北侧陆缘快速抬升形成山前磨拉石沉积大草滩群（D_3，图 8-16，ⅠA），这是一套以辫状河沉积为主的陆相沉积，向上过渡为海陆交互相（D_3-C_1）-浅海相沉积（C_1），向南沉积了碎屑岩夹灰岩的铁山群，再向南为以舒家坝群（D_{2-3}，图 8-16，ⅡA）为代表的深水浊积岩。

石炭纪-二叠纪时期，西秦岭及其邻区地形已趋于准平原化，许多地方为发育上泥盆统呈过渡关系的下石炭统台地相沉积，而且这一台地从青海西倾山经迭部-舟曲-武都-成县以南直至若尔盖以北，时代从中泥盆世持续到早二叠世末，沉积以生物碳酸盐岩为主含少量浅海碎屑岩。但在中带的临潭-宕昌一线，内部被三叠系覆盖，两侧可见石炭系-二叠系相当于上斜坡和下斜坡的重力流沉积，发育有晚石炭世深水碳酸盐和零星的中性火山岩（天水-漳县以西）。

下-中三叠统下部沉积主要为砂岩、板岩复理石韵律层，是沉降和隆升交替背景下的次深

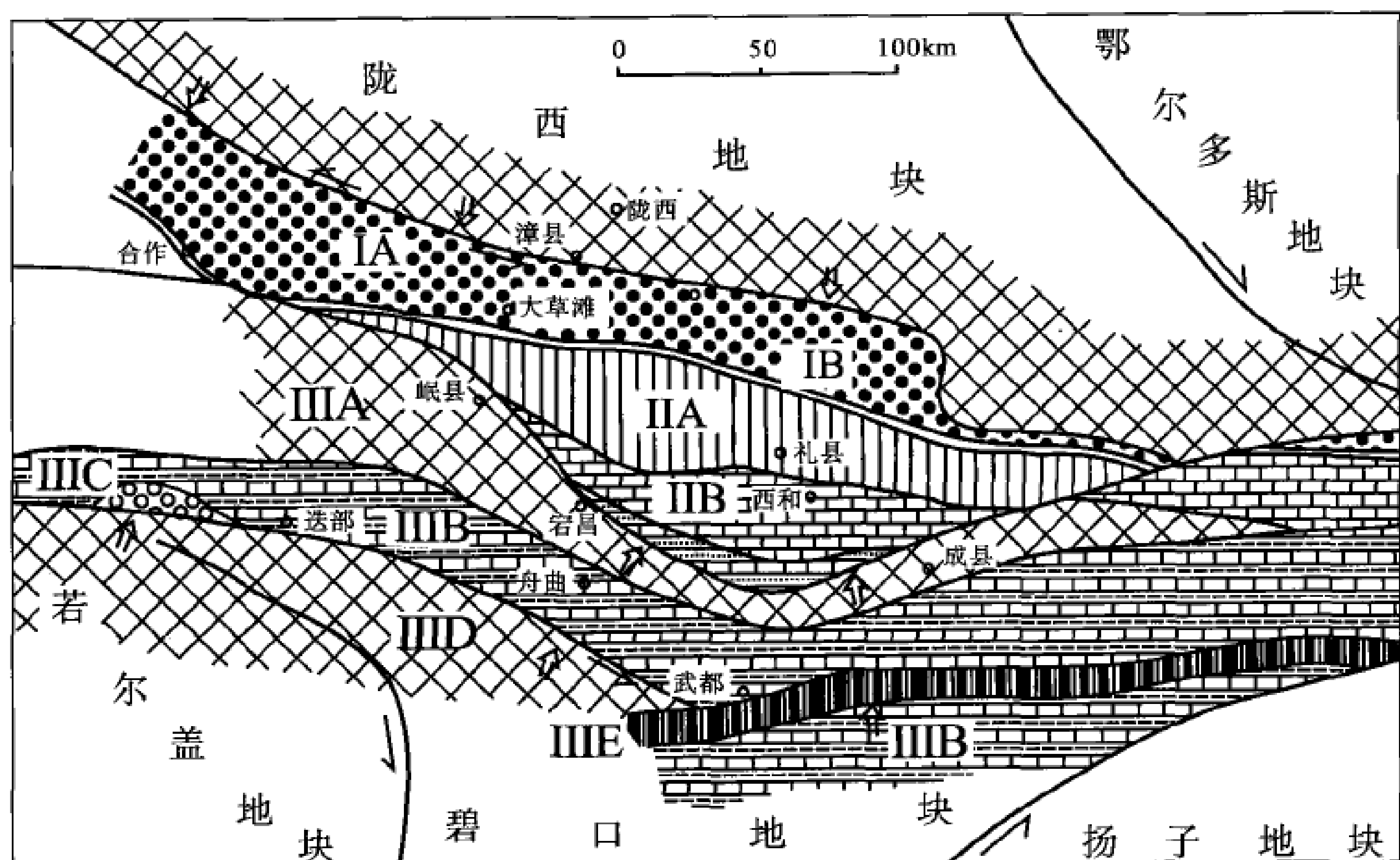


图 8-16　西秦岭泥盆纪盆地构造图

（据冯益民等修改，2002）

ⅠA. 晚泥盆世板内伸展盆地（粗碎屑岩相大草滩群），ⅠB. 志留纪-晚泥盆世板内隆起；ⅡA. 中晚泥盆世板内裂陷盆地（深水浊积岩相舒家坝群）；ⅡB. 早-晚泥盆世板内裂陷盆地（台地碎屑岩相西汉水群王坝组）；ⅢA. 晚志留世-泥盆纪隆起带，ⅢB. 早泥盆世晚期-晚泥盆世板内裂陷盆地（碳酸盐台地相）；ⅢC. 志留纪-早泥盆世早期 T 型磨拉石盆地；ⅢD. 志留纪-早泥世晚期 T 型前陆冲断带；ⅢE. 中泥盆世板内裂谷（深水火山-碎屑岩相三河口群）

海-浅海浊积岩。下部以低密度浊积岩为主，边缘部分常有高密度砾质浊流，南部沉积中心有深水碳酸盐岩浊流活动。东西、南北厚度变化不大，唯中带南段显著增厚（16 000m，张以弗等，1997）。早三叠世继承了石炭纪-二叠纪的古地理且略有扩大，拗陷中心在中带，发育深海相灰色、黑色页岩（板岩）沉积，向南至迭部一带在晚二叠世末浅水鲕状灰岩之上沉积了三叠纪浅海相的扎里山组灰岩。海槽向北有所扩大，从青海贵德至陇西，一些二叠纪为碳酸盐台地的地区，此时接受巨厚的碳酸盐岩碎屑流及复理石堆积。晚二叠世至早、中三叠世大量的碳酸盐砾屑北粗南细，北多南少，源区应是北部的碳酸盐台地。

三叠纪盆地为一中心式下凹的复式地堑，北部边缘（武山-天水一线南）和南部边缘的西端（醉马滩）以正断层为边界，靠近断层发育滑塌堆积；水流方向，自北向南，自西端的鄂拉山向东，盆地南部的迭部-武都一带可能有一水下隆起，其部分地段水流方向自南向北；拗陷中心（宕昌-岷县一带）发育深水半深水粉砂泥质浊积岩，由此向西至南祁连，向东至东秦岭南带，均逐渐过渡为以浅海相沉积为主；中三叠世拉丁期前以浊积为主，此界面以上变为浅水相沉积或上扇浊积，反映盆地隆起的开始。

侏罗纪至新近纪为山间断陷盆地发育时期。侏罗系统称勉县群，以河流-湖沼沉积为主，局部为山麓相。在西礼盆地、徽成盆地和勉县盆地中，主要为细碎屑岩、页岩、泥岩，夹煤层。徽成盆地中夹油页岩，砾岩分布在下部或作夹层产出，厚 700～1000m。下白垩统称东河群，以徽成盆地发育最好，下部以紫红色砾岩为主；中部为杂色泥岩、粉砂岩夹砂岩、

砂砾岩和砾岩；上部分布局限，为湖滨-沼泽含煤沉积，总厚可达5000m。总的反映早白垩世是区域隆升到夷平时期，至古近纪-新近纪盆地范围进一步缩小，沉积主要局限在上述中生代盆地中。

2. 海西-印支期裂陷活动的基本特征

西秦岭地区浊积砾岩分布普遍；厚度多为数十米，少数至数百米；粗屑砾岩一般位于浊积层的底部，呈不规则扁豆体产出，向上过渡为鲍马序列层序；砾径小者数十厘米，大者可达8m，可见主要为重力流搬运，局部存在较大规模的岩崩和滑塌。它们都沿断裂呈雁行状分布，表现为不同时期发育的断陷槽地（图8-17）。主要有四个时期：早石炭世晚期碳酸盐岩碎屑流、晚石炭世中期粗屑碎屑流、晚二叠世碳酸盐岩碎屑流和早中三叠世杂屑-碳酸盐岩屑（T_1）、杂屑（T_2）碎屑流沉积，在西秦岭北缘由南向北逐渐扩展，原来的台地、陆棚全部被碎屑流盆地所占据（殷洪福等，1992；曹宣铎等，2002）。

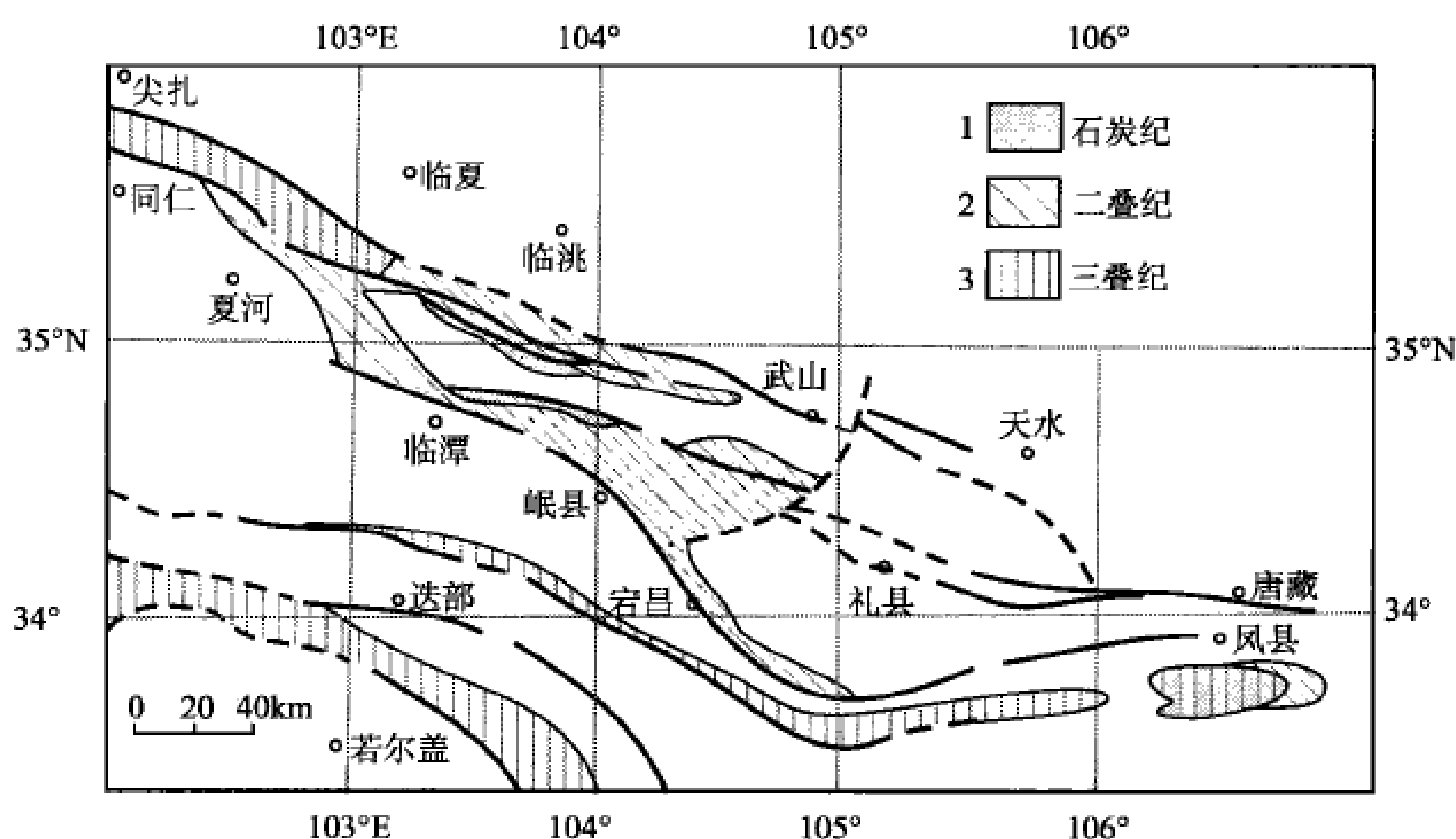


图8-17 西秦岭深水槽盆分布

（殷洪福，1992；张以弗等，1997；曹宣铎等，2002）

1. 石炭纪深水相槽盆；2. 二叠纪深水相槽盆；3. 三叠纪深水相槽盆

3. 中-新生代的火山活动与新近纪拉分活动

与东秦岭不同的是西秦岭自晚三叠纪以来的陆相火山活动强烈而普遍，从西段的兴海、泽库、碌曲、合作，到东段的宕昌、临夏、迭部、清水等地均有产出，以晚三叠世-早侏罗世最为强烈。晚三叠世-早侏罗世火山岩主要为安山岩、英安岩、流纹岩及少量玄武安山岩；白垩纪主要为橄榄玄武岩、玄武安山岩；古近纪-新近纪主要为碱性超基性熔岩。早期（T_3-J_1）属高钾钙碱性系列，晚期（K-N）演化为碱性玄武岩系列，反映早期与后造山阶段陆内俯冲作用关系密切，晚期应与陆内裂谷作用有关。

据张岳桥等（2005）研究，中新世晚期-上新世早期，东昆仑-西秦岭断裂系以左旋走滑伸展活动为主，并伴随着拉分盆地的形成和超基性火山岩群的发育。新近纪引张应力方向从早期的NE-SW转变为NW-SE；自上新世晚期以来（约3.4Ma以前），断裂系以左旋走滑挤压活

动为主，导致早期拉分盆地的轻微变形；该期变形持续到更新世早期，向东扩展导致岷山的快速崛起（6.0～7.0Ma，裂变径迹）及汾渭地堑系的形成；中晚更新世时期（3.4～4.1Ma，磁性地层学）又转变为走滑伸展。

西秦岭新近纪拉分盆地从西到东可以临潭、西礼、武都、成县-两当、汉中盆地为代表，均受张剪性断层控制，充填物主要是红色、紫红色砂砾岩和砂泥岩层，厚度变化大，2000（武都）～900m（临潭），在西礼盆地中有超钾超基性岩（钾霞橄黄长岩），Ar-Ar 年龄为 21～26Ma（姜晓伟等，2003）喷出，武都盆地中曾发现以三趾玛为代表的晚中新世或早上新世的哺乳类化石，断面擦痕指示其引张力为走向 NE-SW。

8.5 祁连-阿尔金-东昆仑地区

祁-阿-昆地区指走廊盆地及其以南，东昆仑-阿尼玛卿-康略勉构造带以北，阿尔金以东的广大地区，其间包括走廊盆地、北祁连、中南祁连、柴达木、阿尔金和东昆仑等不同性质的构造单元。

8.5.1 概述

1. 壳幔结构

在横切青藏高原北部边缘的 1°×1°平均重力异常图上（图 2-2），清楚地勾绘出了由西昆仑-阿尔金-祁连布格异常陡变带为特征的青藏高原北界，由该带向北异常值逐渐增大，向南逐渐减小，这一特征与地形一致，显然起因于青藏高原的强烈隆起。同时也与莫霍面的起伏大致吻合，由祁连山向北，莫霍面由北向南逐步加深，北山至阿拉善地区莫霍面深 48（东）～51（西）km，向北至额济纳旗为 46km，至蒙古国的査干布格达乌拉地区为 45km，总的显示由蒙古国至阿拉善地区地壳厚度由北向南缓慢增大。由河西走廊至托莱南山，莫霍面深度急剧增大，由 50km 增加到 69km。在走廊南缘形成宽百余千米的一个斜坡，莫霍面最深位置为托莱南山南缘的巴音泽尔肯乌拉（69km），由此向南，莫霍面又逐渐抬升，至柴达木盆地上升到 47km 左右，表现为以祁连山为中心的地壳厚度变异带，走向 NW，由西向东变异梯度逐渐变小。

由格尔木向南，莫霍面又逐渐下降，由 47km 下降到 55km（楚玛尔）。前已述及，明显的台阶为东昆中断裂。布格异常主要反映海平面以下地质体的不均匀分布，所以与地形吻合较好。自由空气异常，因未经质量校正，它反映地质体全部质量的不均匀分布，又常在边界地区特别显著（见 2.1.3 节和 2.4.2 节），与构造单元的吻合较好。在图 8-18 青藏高原北缘自由空气重力异常上，昆仑、阿尔金、祁连均为正异常条带，达 1.4×10^{-3} mGal；盆地为负异常区，其中柴达木为 -1.0×10^{-3} mGal。各造山带和盆地轮廓在图上表现清楚，图上柴达木与陇西地块均为负异常区，昆仑、祁连分别为它的南北边缘；塔里木、准噶尔均为负异常区，其间的天山为正负相间的异常带；祁连以北的阿拉善地区为低正值区，显然具有华北板块的异常特征。所以，结合地质特征可将本区板块构造格架划分为走廊被动陆缘、北祁连缝合带、阿尔金-柴北缘板内俯冲带、中南祁连-西秦岭微板块、柴达木微板块和东昆仑阿尼玛卿-康略勉板内俯冲带等构造单元（图 8-19，见插页）。

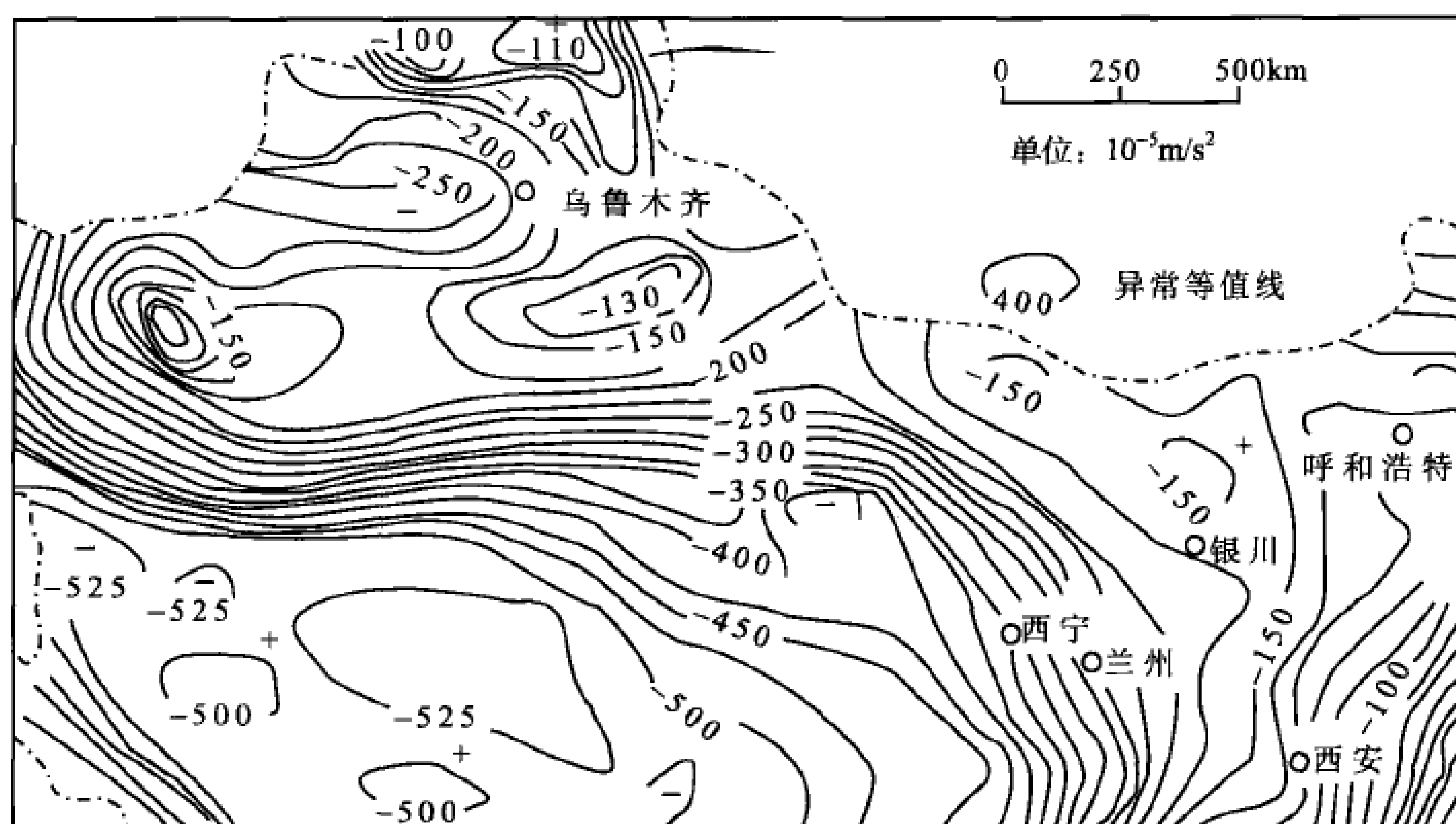


图 8-18　青藏高原北缘 1°×1°自由空气重力异常（$10^{-5}m/s^2$）图

（殷秀华等，1991）

2. 区域构造特征

走廊地区为一中-新生代盆地，基底岩石出露于嘉峪关北黑山、永昌县和宁夏香山地区（图 8-19），早古生代与贺兰古裂陷一起组成华北西南缘早古生代被动陆缘拗陷带。晚古生代沉积与南、北祁连均可对比，盆地拗陷轴近东西横跨祁连造山带，共同组成后造山期贺兰-祁连伸展型盆地（图 4-12），仅走廊地区厚度较大。白垩纪时期发育轴向近南北的拉分盆地，古近-新近纪到第四纪演化为北祁连山前断陷盆地（图 4-41）。

北祁连、阿尔金和柴北缘都是以发育早古生代蛇绿岩、高压变质岩为特征的构造混杂岩带，南阿尔金-柴北缘还是一条发育柯石英榴辉岩的超高压变质带，它们和西昆仑、北秦岭、大别-苏鲁一起构成古特提斯洋的北部边界，也是中轴造山带中的主要造山事件。

柴达木是个早前寒武纪隆起带，古生代阶段仅在其东缘有厚度不大的石炭系盖层。中祁连也是一个前寒武纪隆起带，明显的特征是蓟县系至下古生界为盖层性质的沉积。南祁连的寒武纪-奥陶纪地层出露在东西两端，因其中火山岩都以碱性系列的岩石为主，可以认为当时是处于断陷、隆起并存的被动陆缘环境；晚古生代除局部为活动海槽（中吾农山）外，大部为厚度较大的盖层沉积；早中三世时，海槽由东向西伸入，但以沉陷为主，缺乏深部热活动。所以总的反映中南祁连以古陆块为基底，古生代-三叠纪有多次裂谷活动，应是一个形成较晚、基底破碎的微板块，和西秦岭一起统称为中南祁连-西秦岭地体。

以东昆仑中断裂为界，东昆仑北带是柴达木微板块的南部边缘，东昆仑南带是一条长期发育的板内俯冲带，现有资料表明，从中-新元古代始直至中三叠世有多次俯冲-碰撞事件发生，洋盆的关闭主要在早二叠世末，板内俯冲结束于中三叠世末，东昆仑南带主要为海西造山带，其南侧的阿尼玛卿带为海西-印支造山带。

8.5.2 走廊被动陆缘坳陷带（图8-19，Ⅱ）

走廊盆地指龙首山与北祁连之间的地带（图8-19），以早古生代时期强烈坳陷、缺乏火山活动为特征；中-新生代整体为北祁连山前坳陷盆地。

寒武系以发育在宁夏香山、天景山、米钵山一带的香山群为代表，是一套厚度巨大（大于4700m）的砂质复理石沉积，主要为长石石英砂岩、板岩、千枚岩、泥灰岩和硅质岩韵律层，夹砾岩、含砾板岩和砾状灰岩等，赋存中寒武世三叶虫、腕足类化石，出露于宁夏南部、武威西南、山丹、永昌和嘉峪关西榆树沟山。奥陶纪-志留纪时期地层发育与北祁连类似，区别也是火山岩不发育，多以厚层复理石沉积为主。泥盆纪陆相磨拉石建造分布在该带南侧，上覆石炭-二叠系煤系，白垩纪至新生代数千米厚的盆地沉积覆盖全区。

走廊地区的岩石建造北侧为陆源碎屑岩建造，南侧为火山沉积与北祁连相过渡，历来都将其作为弧后盆地看待，无多大争议。但考虑到该区地层从古生代到中-新生代都是南厚北薄，零星出露的前寒武纪基底类似于走廊北山或龙首山，早古生代沉积与贺兰古裂陷呈过渡或重叠关系，显示为阿拉善地块南侧的一个大陆斜坡，并未出现弧后的强烈拉张，故这里作为被动陆缘来处理。此外，北祁连本身就是一个复杂的沟弧盆体系，可能并不存在一个独立单一的弧后拉张系统。

8.5.3 北祁连板块缝合带（图8-19，Ⅲ）

1. 构造岩相带划分及其主要特征

北祁连构造带指介于托莱南山与走廊盆地间的狭长地带（图8-19），其演化历史类似于北秦岭。俯冲杂岩在祁连山中段分为南北两带：南带沿九个泉、玉石沟、川刺沟一带分布；北带西起玉门昌马，东到祁连景阳岭，代表剖面有（昌马、肃南大岔达坂、祁连青水沟、边马沟、百经寺等）。此外，在北祁连东段的景泰一带也有蛇绿岩产出（老虎沟蛇绿岩）。据夏林圻等（1996）、冯益民和何世平（1996）、张旗等（2001）研究，上述蛇绿岩大多具有MORB的特征，有玻安岩（高镁安山岩）产出，主要形成于岛弧和弧后环境，时代为晚寒武世-早奥陶世，代表岩石玉石沟基性熔岩的Sm-Nd年龄为522～495Ma，硅质岩中放射虫时代为晚寒武世-早奥陶世。老虎沟蛇绿岩的Sm-Nd等时线年龄为453±4Ma，上覆岩系硅质岩中放射虫时代为中晚奥陶世。此外，白银和香山地区还产出有大陆裂谷型双模式火山岩和滑塌堆积，时代为震旦纪-中寒武世。

北祁连的海相火山岩以基性和中基性火山岩为主体，由下而上为玄武岩、玄武安山岩、细碧玢岩、角砾熔岩、细碧火山碎屑岩、碱性粒玄岩和粗面岩等，岩石化学分类分属岛弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和橄榄玄粗岩系；所含沉积岩包括硅质岩、砂板岩和块状灰岩等，共同构成熔岩-火山碎屑岩-火山岩夹沉积岩-正常沉积岩的岩石系列。祁连县玉石沟、肃南县边马沟、大岔达坂蛇绿岩和祁连县俯冲杂岩代表奥陶纪大洋海沟俯冲杂岩组合；肃南白泉门、九个泉、永登石灰沟和景泰老虎山的蛇绿岩代表岛弧-弧后盆地俯冲杂岩组合，因此北祁连明显属于具沟-弧-盆体系的活动大陆边缘。不过据杜远生、徐学义等（2006，2003）对永登石灰沟中-晚奥陶世火山岩中硅质岩夹层的研究，认为这些沉积受大陆的影响不明显，反映其形成环境既不是大陆边缘，也不是典型的远洋盆地，而是远离大陆的多岛洋深水盆地。主要依据是：硅质岩的轻稀土富集不明显，δ_{Ce}没有明显的负异常δ_{Ce}（平均为0.68）。他们同时指出，玉石沟、穿刺

沟洋脊型硅质岩的δ_{Ce}平均值为0.63，老虎山弧后盆地硅质岩的δ_{Ce}平均值为0.72，都与石灰沟所反映的环境类似。

2. 基底性质

北祁连中-西段两条蛇绿岩带间夹着一些古老的基底岩块，主要由古元古界北大河群组成，其次为中元古界朱龙关群。其中北大河群由下而上由变质达低角闪岩相-绿片岩相的火山岩-复理石、碳酸盐岩-复理石和火山岩-类复理石三套岩石组成，显示岛弧构造的特征，张招崇等（1998）曾获得其中角闪岩Sm-Nd全岩年龄为2001.48Ma；中元古界朱龙关群下岩组为含铁复理石建造，上岩组为碳酸盐岩-火山岩-复理石建造，上岩组在龙孔地区火山岩可厚达1400m，主要是辉石玄武岩、辉石拉斑玄武岩、碳酸盐化玻基玄武岩和杏仁状玄武岩，安山岩和细碧岩甚少，属大陆裂谷岩石组合；中-上元古界白杨河群由冰碛砾岩、砂岩和板岩组成。其中，蓟县系镜铁山群为陆源碎屑岩夹白云质大理岩，夹桦树沟型铁矿；青白口系大柳沟群为大理岩夹碎屑岩。毛景文（1997）曾测得其中铁山熬油沟辉绿岩锆石年龄为1783～1840Ma。

上述资料表明，北祁连带是在中元古代罗迪尼亚联合大陆基础上裂解，历经寒武纪裂谷盆地、奥陶纪由初始洋盆至具沟-弧-盆体系成熟大洋、志留纪-早-中泥盆世碰撞造山而形成（肖序常等，1978；左国朝等，1987；冯益民等，1995，1996；周志强等，1996；Du et al.，2003；杜远生等，2004）。

3. 构造带的东向延伸

陇东秦安至宝鸡一带的变质火山岩系习称“陇山群”，这是一套被早古生代火山-沉积岩系穿插分割的前寒武系杂岩，类似于北祁连构造带，应是该带的东向延伸，它紧邻北秦岭，故通常所说的“秦祁造山带”应该是存在的。

何艳红等（2005）研究总结，陇山群主体是一套中-深变质的火山-侵入岩和碎屑岩，与太古代TTG（奥长花岗岩-英云闪长岩-花岗闪长岩）地化特征类似，可与华北南缘的太华群、登封群和涑水群对比。它历经了2.35～2.50Ga岩浆事件（2.50Ga为英云闪长岩的U-Pb形成年龄），1.90～1.95Ga（长英片麻岩U-Pb年龄）透入性变质事件，并受到晋宁、加里东和印支期构造事件的改造。

秦安葫芦河上游的原陇山群中曾采得晚奥陶世珊瑚和腕足类化石，故将这一带的浅变质岩石命名为陈家河群（张维吉等，1994）。其下部为碎屑岩-碳酸盐岩组，上部为中酸性-酸性火山岩组合，两者为不整合接触。陈家河群下部岩组又称葫芦河群，其下部为云母石英片岩，上部为变基性火山岩，后者以枕状玄武岩为主，夹大量火山集块岩、火山角砾岩、凝灰岩、薄层硅质岩等。葫芦河群初步认为其时代为新元古代-中奥陶世（Pt_3-O_2），狭义陈家河群（原陈家河群上亚群）为晚奥陶世（O_3）。何世平等（2006）又在陇山群中解体出一套绿片岩相变质的火山岩系，原岩为中基性火山岩、辉绿岩和少量酸性火山岩，从其中斜长角闪岩中获得单颗粒锆石微区U-Pb年龄（LA-ICP-MS）为428±1.7Ma和417±1.5Ma，认为前者是岩浆结晶年龄，后者是构造-热事件年龄；前者代表陇山地块扩张期的裂谷活动，后者为晚加里东构造热事件。这样一来，陇山地块的构造演化就基本与北祁连中西段大体一致。

8.5.4 中-南祁连地体（图8-19，Ⅳ）

中南祁连地体是夹在北祁连板块缝合带和柴达木北缘构造带间的一个小板块，由北部中祁

连隆起和南部南祁连坳陷两部分构成（图 8-20）。现有研究成果表明，中祁连具稳定陆块的构造特征，在早前寒武纪变质基底之上，蓟县系及其上覆的古生代地层均为台地相盖层沉积。在构造带东段有早古生代拉脊山、宿雾山裂谷活动，前者主要活动于中寒武世至奥陶纪，后者活动于晚奥陶世，它们都是这一时期区域裂解活动的产物。

南祁连也具有稳定陆块的构造特征，古生代至三叠纪为陆表海盆地。有生物记录的下古生界（O-S）主要为成熟度高的滨浅海沉积，但也具有厚度大、火山活动强烈（O_1、S_1）及含厚逾万米的下志留统浅海复理石层等特点。石炭-二叠系仍以浅陆表海环境为特点，发育海陆交互相沉积和局限海盆膏盐层，但其南部边缘亦伴生有这一时期的裂陷型盆地（中吾农山）。早-中三叠世继续发育有壁障的陆表海盆地。

1. 中祁连基底隆起

中祁连的基底为太古宙-古元古界化隆群、马街山群；东段上覆中-新元古界湟源群和震旦系-下寒武统花石山群（图 8-20，表 8-3）。西段上覆中元古界上部蓟县系，后者早期多为滨海三角洲沉积，晚期海域大为缩小，均以碳酸盐岩潮坪环境为主。至新元古代，海域仅局限于兰州以西，上部和下部为碎屑岩与碳酸盐岩沉积，中部层位有石膏与铁矿层赋存，局部地段有中基性火山熔岩与凝灰岩，底部有稳定的底砾岩和古风化面，显示稳定条件下局部有裂谷活动。震旦纪早期海水自西向东侵入，在祁连西段的多诺尔和疏勒南山一带发育滨浅海沉积和海洋冰川沉积，局部为次深海且有火山活动，后者主要为由玄武岩与英安流纹岩组成的双峰式火山岩。晚期海域缩小为陆缘滨海环境。

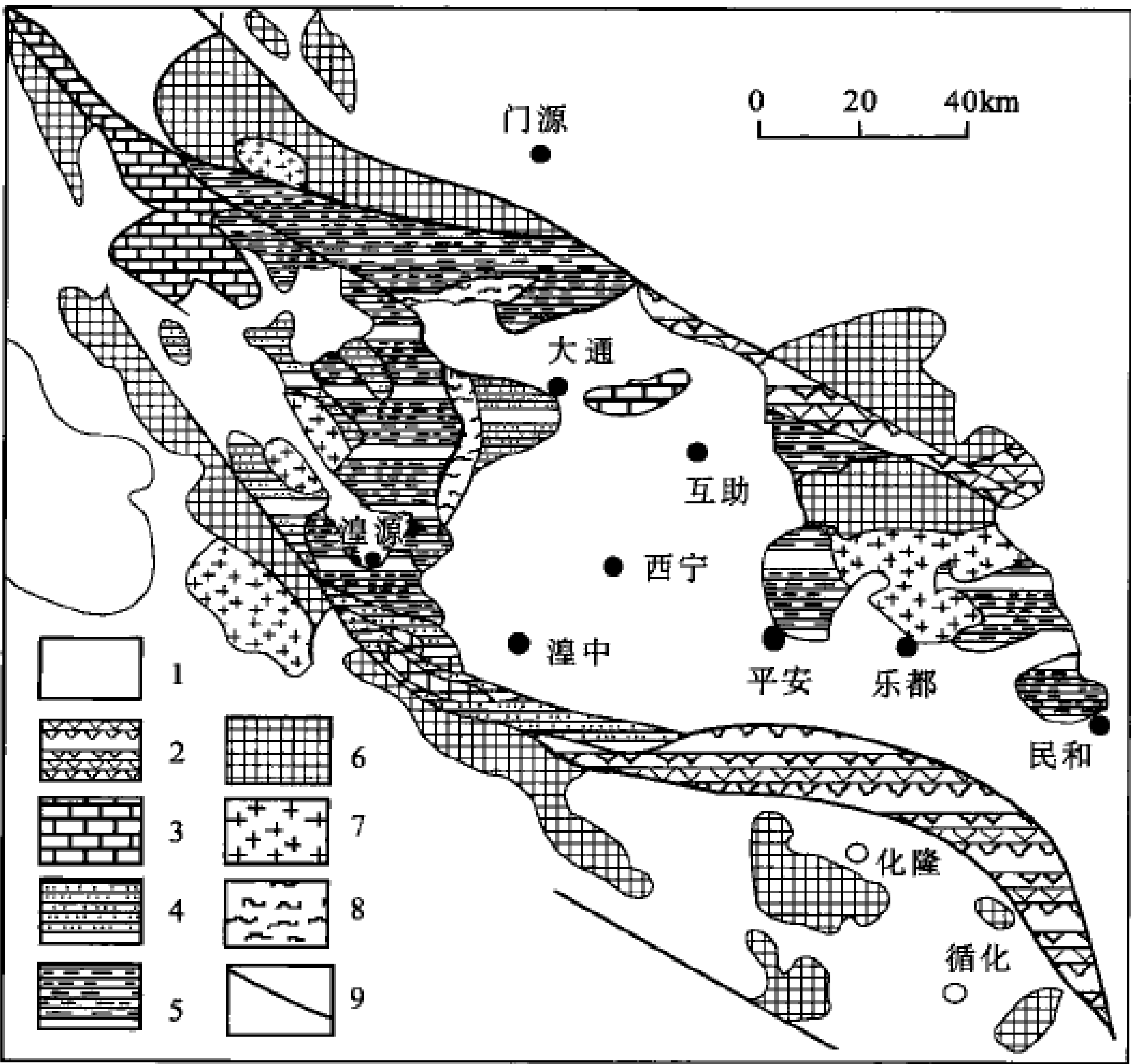


图 8-20　中祁连东段地质图

（郭进京，1998）

1. 第四系；2. 下古生界火山岩；3. 震旦系-下古生界花石山群；4. 湟源群石英岩、绢云片岩组合；5. 湟源群片岩、大理岩组合；6. 化隆群、马衔山群；7. 早古生代花岗岩；8. 中新元古代花岗岩；9. 区域断裂

表 8-1　中祁连东段岩石地层单位对比表（据郭进京，1999 修编）

项目	郭进京（1999）	王云山（1987）		青海地矿局（1965）	
Z-Є	花石山群	Pt_2	花石山群	Pt_2	花石山群
Pt_{2-3}	湟源群		湟中群		湟源群
Ar-Pt_1	湟源群、马衔山群	Pt_1	湟源群	Pt_1	化隆群马衔山群

零星产出的早奥陶世和中寒武世地层见于中祁连的中西段南缘（盐池湾东北奥陶系）和东段北缘（下环仓北东的下奥陶统和大通-互助一带的中寒武统），它们均未变质、变形轻微，为含丰富动物化石的台地相沉积。

前人均认为其中的花石山群属于中元古界，近些年来发现花石山群被中寒武统毛家沟群平行不整合覆盖（刘梦儒，1991，1993，1994），并在其中解体出青白口系（?）和震旦系；在湟中县门旦峡一带的花石山群中发现早寒武世 *Chanceloria* sp. 和三叶虫、介形类、腹足类、海百合茎等化石碎片；是一套轻微变质的以镁质碳酸盐岩为主的沉积，属局限台地相环境。而下伏湟源群为深水浊积，二者理应有较大差异；花石山群变形简单、多为直立褶皱，无透入性片理，反映盖层变形特征，这些均反映其时代可能在震旦系-早寒武世（郭进京，1998；图 8-20，表 8-1）。湟源群是一套变火山沉积岩组合，经绿片岩相到角闪岩相的递进变质，变质变形及火山活动均由西向东增强，如与中祁连西段时代相当的党河群为稳定浅海沉积；中段的湟源群中火山岩分布局限；而兰州东北的皋兰群为中酸性火山岩组合；兰州东南的兴隆山群为中性火山沉积，具复理石韵律构造，含浊积岩，代表一种较为深水的相环境。湟源群本身至少经历两期褶皱变形叠加，总的反映是一种活动陆缘构造环境，前人认为属中或古元古界，郭进京（2000）获得侵入其中的花岗岩年龄为 910～917Ma，故认为属中-新元古界。化隆群是一套中深变质岩，主要为 TTG 片麻岩和片岩、变粒岩、大理岩、石英岩、斜长角闪岩等，含少量镁铁-超镁铁质岩，是一套无层序的结晶杂岩。

2. 拉脊山-宿雾山裂谷（图 8-19，IV_2）

拉脊山和宿雾山是中祁连隆起带中的两个早古生代裂谷，是这一时期区域裂解的产物。拉脊山主要活动于中寒武世至奥陶纪，早志留世发育水下磨拉石建造，应为裂谷回返的产物。火山活动主要集中在中、晚寒武世和早奥陶世，中晚奥陶世次之；以基性熔岩为主，中酸性熔岩次之；主要为玄武岩-安山岩-流纹岩和细碧-角斑岩组合，属钙碱系列，具高钠低钾特征，与数十个低钙镁质超基性岩体伴生。宿雾山裂谷主要表现为晚奥陶世中基性熔岩喷出。

拉脊山早古生代火山岩带展布在中祁连隆起带南缘，据左国朝等（2001）研究，向西到青海湖北的黄源县黄茂、刚察县林子河、刚察大寺，在这些地带晚寒武世、早-晚奥陶世火山-沉积岩系及超镁铁质岩均有出露；再往西可延至天峻县木里，然后隐伏于三叠系之下，到曼塘尼哈后又再次出露并继续西延，拉脊山以东沿积石山东麓向南南东方向可延伸 50km 以上。该带内主要发育中、晚寒武世枕状玄武岩、玄武安山岩、安山岩、玻安岩（高镁安山岩）、中基性凝灰岩、火山角砾岩，夹多层硅质岩、生物灰岩，总厚达数千米，显示半深海环境；早、中奥陶世熔岩减少，晶屑凝灰岩、火山角砾岩增加，出现英安岩、流纹岩组合；晚奥陶世以砂岩、巨砾岩沉积为主，夹中基性火山岩，并明显不整合于中奥陶统之上。下志留统为厚 1000 余米的砾岩、砂砾岩、砂岩夹板岩（含笔石）；上泥盆统为杂色砾岩；下-中侏罗统紫红色灰白色砂岩夹炭质页岩和煤层、下白垩统紫红色砂岩和砂砾岩盆地不整合在上寒武统或上泥盆统之上。

拉脊山火山岩的地球化学性质据邱家骧等（1998）研究，属钙碱系列，具高钠低钾特征，早期属大陆裂谷型，后期向陆间裂谷-岛弧方向演化；其东延的宿雾山则主要是晚奥陶世偏碱性、碱性中基性熔岩喷出，更显大陆裂谷型火山活动的特征。区域地质特征表明，这一裂谷是稳定陆壳的开裂，在拉脊山北坡湟中县门旦峡、白石头和大石门等地，在原划蓟县系中已确定有震旦系灯影组海百合茎、海绵骨针等化石（董必谦，1993），具扬子型稳定基底的盖层特征。拉脊山裂谷从中寒武世裂开，晚寒武世中期达鼎盛时期；中奥陶世出现岛弧火山岩和巨砾滑塌堆积，反映隆起开始；上奥陶统不整合于中奥陶统之上，并有花岗岩侵入；早志留世表现为向两侧呈扇形逆冲造山隆升，并有花岗岩侵入和海相磨拉石盆地的发育；晚志留世至中泥盆世为夷平期；晚泥盆世为块断隆升阶段，发育山间磨拉石盆地；自石炭纪以来处于区域向南缓慢伸展阶段，先后发育了石炭纪-二叠纪、早-中三叠世、早-中侏罗世、早白垩世上叠湖盆；直至早更新世起快速崛起。

上述资料表明，中祁连及陇西地块（兰州地块）具稳定陆块的构造特征，在早前寒武系变质基底之上，蓟县系及其上覆的古生代地层均为台地相盖层沉积，但有加里东期裂谷火山岩、中酸性岩浆岩及一些地段的深拗陷盆地，不过这些可能都是由于陆内俯冲而引起的隆起与裂开，现有资料难以认定它属于加里东期岛弧。

3. 南祁连印支期陆表海盆地

南祁连的性质与中祁连相仿，是在稳定地块基底之上发育的以三叠系为代表的陆表海盆地。基底可以欧龙布鲁克地块为代表，后者盖层具扬子型特征，火山活动不强烈，但分别于 O_1、S_1、C-P 在局部地段出现数千至万余米厚的裂谷盆地沉积。

南祁连有生物记录的最老地层为奥陶系（青海区域地质志，1991），分布在东段和西段的近边界断裂附近，下奥陶统下部为中基性熔岩及少量英安岩，中部以中酸性火山岩为主，上部为碎屑岩；广大地区为成熟度高的陆源碎屑沉积，含少量凝灰岩，厚度可达 4400 多米。中奥陶统以陆源碎屑沉积为主，是成熟度高的滨浅海沉积；上奥陶统是粗碎屑岩夹玄武岩、凝灰岩夹结晶灰岩。志留系分布范围最大，但仅有下统，是厚逾万米的浅海复理石，党金山口一带有大量安山岩产出。

石炭系仅在南祁连北缘（哈拉湖以北）发育，早期在陆相泥盆系之上开始局部海侵，形成半封闭海湾、潟湖；在疏勒南山、党河南山一带，在阿木尼克组含斜方薄皮木的砂砾岩之上，沉积了党河南山组下段细碎屑岩夹石膏及白云岩，多厚 100m 左右；中石炭世的沉积以碳酸盐岩为主，含丰富的珊瑚、腕足类化石，厚度一般小于 300m（党河南山组上段）；晚石炭世时，南北祁连都是以臭牛沟组为代表的海陆交互相沉积，化石丰富，厚多在 200m 左右。南祁连二叠系仅有茅口组以上的沉积，由下而上构成一个完整的浅陆表海海侵-海退沉积旋回；是一个由南向北变浅的沉积盆地，从浅海陆棚-硅质碎屑滨岸-到北面的三角洲体系，物源区在北。

三叠纪时，在北祁连山间盆地以南的整个南祁连，早-中三叠世为具障壁的陆表海，晚三叠世为海退型三角洲沉积（潘桂棠等，1997）。早三叠世时，大部为浅陆棚海沉积，在盆地西部的哈尔腾河、哈拉湖、疏勒河一带，以碎屑岩为主夹少量灰岩透镜体，接近滨岸环境；中三叠统下部为碳酸盐岩台地相沉积，在盆地中心主要为生物灰岩、鲕状灰岩及砂质条带灰岩，偶夹砂岩，化石丰富，厚度向盆地边缘变薄，碎屑岩增多；中三叠统上部主要为碎屑岩夹少量碳酸盐岩，与上三叠统墨勒群平行不整合接触，已处于海退阶段；由于晚三叠世拉丁期的大海

退，已处于向南推进的河流-三角洲环境，发育多层沼泽相煤层，仅在盆地南缘的上三叠统下部有海相夹层。

4. 中吾农山裂谷（图 8-19，Ⅳ$_1$）与欧龙布鲁克地块

在南祁连的南部边缘分布着一条中吾农山石炭纪-二叠纪裂谷和欧龙布鲁克地块（即德令哈地块），前者主要表现为强烈沉陷、浅变质和强烈变形，近东西向延伸可直到青海湖南缘；后者面积不大，基底类似于扬子台块，古生界盖层为典型台地相沉积，不过厚度较大。

中吾农山为厚达 8000 余米的被浅海砂页岩、火山岩充填的窄槽，其中石炭系为变砂岩、千枚岩、碳酸盐岩，火山岩产于上石炭统中吾农山群上部，主要为拉斑玄武岩、细碧岩、变玄武安山岩、变安山岩与灰岩、板岩相伴产出。早二叠世地层为滨海近岸碎屑岩与碳酸盐岩，但厚度可达 4000m。中下三叠统主要为碎屑岩沉积，其中下三叠统为英安岩、流纹岩-砾岩、中基性火山岩，产菊石与双壳类化石；中三叠统为厚度不大的粉砂岩、板岩互层，二者不整合于石炭系之上。

欧龙布鲁克地块。长城-青白口系为浅变质碎屑岩；震旦系-中奥陶统下部为冰碛与砂砾岩，上部为灰岩；石炭系三统齐全为灰岩与含煤碎屑岩建造；上部多被中新生代盆地沉积覆盖。上述沉积均具盖层性质，构造简单、缺乏岩浆活动，主要表现为刚性地块的构造特征。仅震旦系全吉群为典型的边缘裂陷槽沉积序列，后者从河流相沉积开始，随着裂陷的发展而转变为海相，且因岩石圈的减薄而出现幔源型火山活动，地化特征表现为钙碱性-碱性板内玄武岩、玄武质安山岩，其锆石 U-Pb 年龄为 800Ma（李怀坤等，2003）。

8.5.5 敦煌地块与阿尔金-柴北缘地区

阿尔金构造带夹在敦煌、塔里木和柴达木这三个克拉通地块间。阿尔金主体是一条走向 NE 的基底隆起带，即米兰河-金雁山岛弧地块，由中新元古界变砂岩、大理岩夹含丰富叠石的灰岩组成，上覆台地相中下奥陶统灰岩、砂岩。地块南、北两侧分别为高压（北带）和超高压（南带）变质蛇绿岩带，年龄分别为 575Ma（多硅白云母 Ar-Ar）、475～509Ma（超高压变质矿物锆石微区年龄）。

柴北缘超高压变质带展布在柴达木地块的北部边缘，是下古生界复理石岩块、蛇绿岩块和前寒武纪变质岩块的混杂带，柯石英榴辉岩产于元古界片麻岩中，峰期变质年龄为 494.6Ma。

已有资料表明，敦煌地块属于太古宙古陆块，与走廊北山的基底组成类似。因此，有人（许志琴等，1999）主张敦煌地块与北阿尔金碰撞构造带可以和走廊-北祁连对比，现今格局完全是由于阿尔金断裂 400km 走滑活动所致；她同时推测南阿尔金超高压变质带可西延至喀喇昆仑带北缘，向东可延至北秦岭-大别-苏鲁带。但也有人（刘良，2009）认为，柴北缘超高压变质带的形成滞后于南阿尔金 20～80Ma，二者可能不是同一带。

1. 敦煌地块（图 8-19，Ⅴ）

已经钻探证实，敦煌盆地的基底为古老变质岩系敦煌群，上覆不厚的侏罗系与新生界沉积。敦煌群曾一度被认为属于古元古界或中新元古界，近年来发现其中有古老的 Sm-Nd 年龄信息，其中斜长角闪岩的 Sm-Nd T_{DM} 为 3.763～4.385Ga（陆松年等，1996），显示敦煌群应是早前寒武纪变质杂岩，敦煌地块是一个古老的隆起带。

由敦煌群组成的三危山呈 NE 走向，其片理与片麻理近东西向到（NEE-EW），在安西县

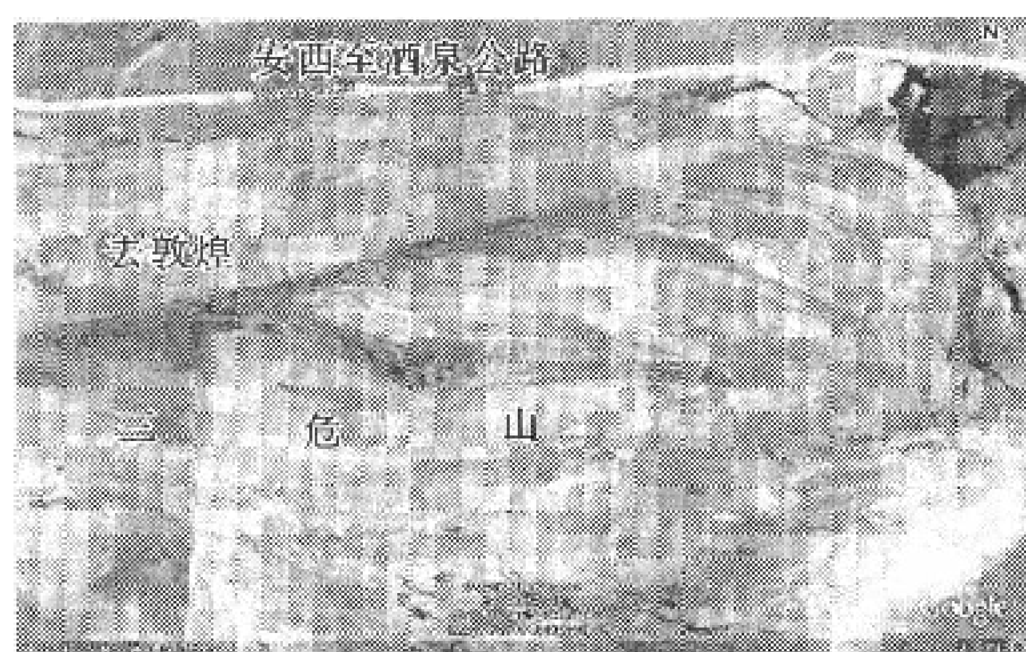


图 8-21　遥感图像照片中反映，组成三危山（敦煌南山）的敦煌群在桥湾水库一带由 NEE 走向弯转为 NWW

桥湾水库南，该带呈弧形转向 NWW 方向（遥感照片图 8-21），表明它与走廊北山可能为同一构造带，是由于受左行走滑的阿尔金断裂拖曳改造所致。

敦煌群与走廊北山的基底岩系组合类似，均四分性明显，由下而上，由片麻岩、碳酸盐岩、变粒岩、中酸性火山岩组成，混合岩化强烈，这与南邻的阿尔金基底杂岩差异甚大，后者以太古宇基性麻粒岩为主体，也说明敦煌地块既不是阿尔金构造带的成分，也不同于塔里木板块的基底岩系（见 1.5.2 节），而是拖进阿尔金的原华北板块南部边缘。

2. 阿尔金板块缝合带

阿尔金地区存在北、南两条蛇绿岩带和高压变质带，北带位于拉配泉-红柳沟一带的阿北断裂沿线，南带位于茫崖-阿帕一带。前者有可能是被阿尔金断裂错断的北祁连蛇绿岩带的西延部分，后者则可能与柴北缘超高压变质带相连，共同组成柴达木微板块的北部和西部边缘，它们都主要活动于早古生代。因为柴北缘-南阿尔金带所赋存的洋盆，至少目前只能认为它主要存在于柴达木周边，是一个板内局限洋盆，不是大洋闭合的产物，故称为板内俯冲带。

1）阿北地块（图 8-22，Ⅰ）

阿北地块位于阿尔金北缘断裂（图 8-22，ABF）以北，主要由长英质片麻岩（以紫苏花

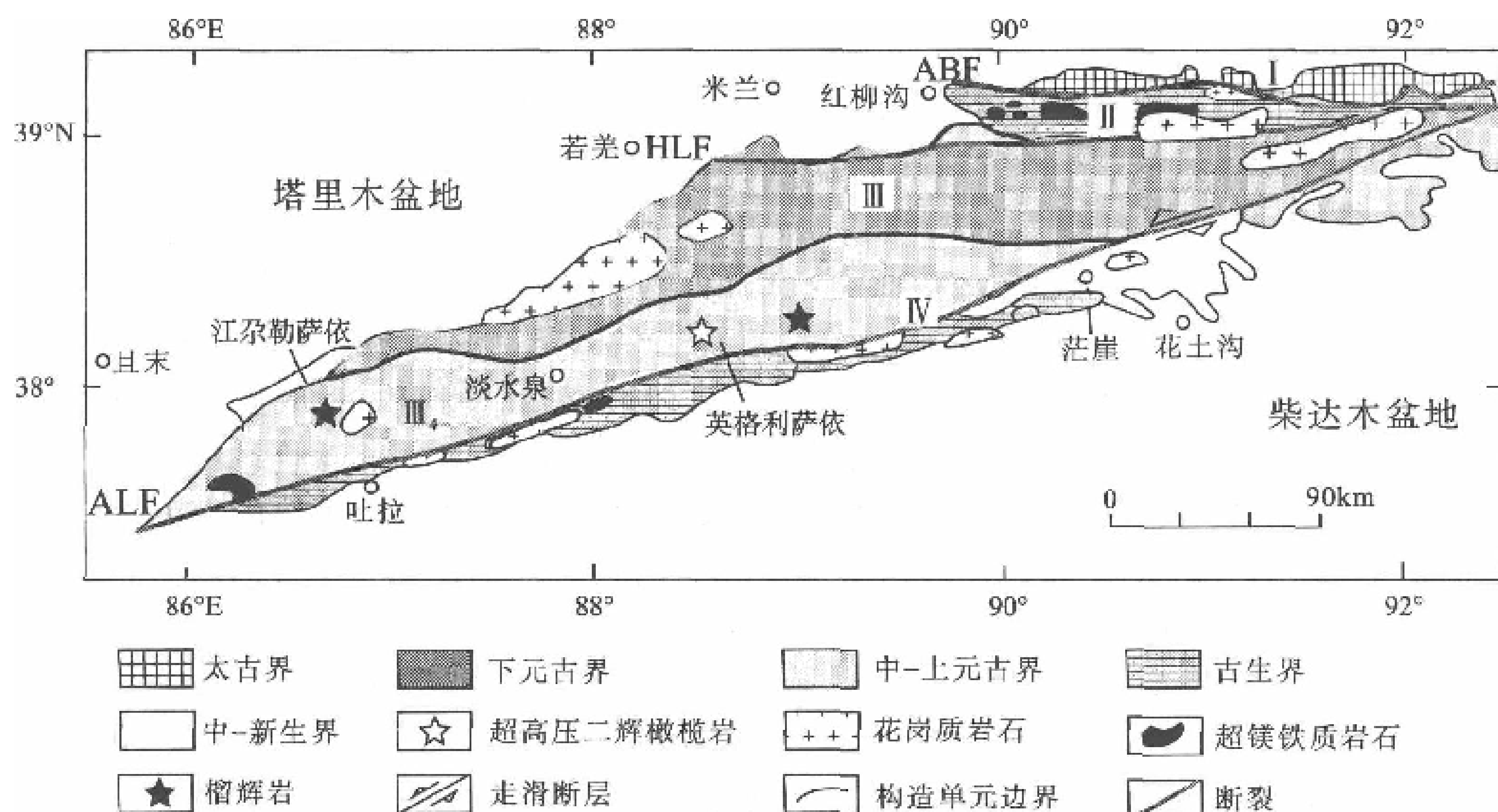


图 8-22　阿尔金构造带结构

（刘良等，2000 修编）

Ⅰ. 阿尔金北缘变质地块；Ⅱ. 红柳沟-拉配泉混杂岩带；Ⅲ. 米兰河-金雁山地块；Ⅳ. 阿帕-茫崖混杂岩带。

ABF. 阿尔金北缘断裂；HLF. 红柳沟-拉配泉断裂；ALF. 阿尔金断裂

岗片麻岩为主)、基性麻粒岩和斜长角闪岩组成，其原岩主要为英云闪长岩、太古宙镁铁质岩和科马提岩（孙勇，1992）。Sm-Nd 等时线年龄为 2789.5Ma（车自成等，1995），锆石 U-Pb 年龄平均为 2589.3Ma（王云山等，1987），是一套新太古代变质杂岩。杂岩经受多期变质作用改造，最明显的一期变质矿物对 Sm-Nd 等时线年龄为 1704Ma。与塔里木北缘库鲁克塔格和敦煌地区太古宙杂岩最大的不同表现为 ε_{Nd}（t）≈－3.7，具有异常地幔源特征（车自成和孙勇，1995）；其片岩、片麻岩褶轴走向均为 NW 向，与阿尔金主体构造线方向不同，也与周边地区近东西走向的基底构造线方向完全不同，具有较为特殊的演化历史。

2）红柳沟-拉配泉混杂岩带（图 8-22，Ⅱ）

展布于阿尔金北缘红柳沟-拉配泉东西一线，长约 240km，宽 10～20km，被阿尔金北缘断裂（ABF）与红柳沟-拉配泉断裂（HLF）夹持。组成比较复杂，主要由元古宇基底岩块和早古生代蛇绿混杂岩块组成。后者为断续分布、大小不等的 70 多个具蛇绿岩特征的超镁铁质-镁铁质岩块，在红柳沟有代表洋脊扩张的基性岩墙群，在拉配泉有保存较好的枕状熔岩，它们均受到低绿片岩相-绿片岩相变质，局部地段发现有含兰闪石的绿片岩和高压泥质岩。基本组成如下：

元古宇基底岩块与岩片：主要由绢云绿泥石英片岩、十字石石榴子石英片岩、大理岩和石英岩构成；在拉配泉北侧出露一套 Sm-Nd 等时线年龄为 1793Ma 的变质基性火山岩（孙勇等，1997）。

蛇绿岩岩块（带）：超镁铁质岩主要为蛇纹石化橄榄岩和方辉橄榄岩，镁铁质岩块主要包括辉长-辉绿岩、拉斑玄武岩，还有少量Ⅰ型斜长花岗岩和闪长岩与深海沉积。

深海沉积主要是硅质岩与凝灰质砂岩的复理石层，在红柳沟东段与拉斑玄武岩呈互层。硅质岩的化学成分显示 Ce 的负异常和 Na＞K 的特征，其中曾获得海绵骨针、牙形石化石，时代为晚寒武纪-中奥陶世（ϵ_3-O_2）。由此可见，该构造混杂岩带中的蛇绿岩主体应形成于早古生代初。但是，目前还不能排除该构造混杂岩带中有更早期蛇绿岩块残存的可能性，因为在该混杂岩带东延的阿克塞一带，郭召杰等（1998）曾获辉长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 829±60Ma。

洋岛玄武岩块：主要出露于贝克滩一带，由枕状熔岩和凝灰岩组成，以强烈富集不相容元素和亏损高场强元素为特征，已测得全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 524Ma。

高压变质片岩：出露于贝克滩一带，岩石中的多硅白云母 ^{39}Ar-^{40}Ar 主坪年龄为 575Ma。

浅水-半深水沉积岩块：有化石依据的上寒武-下奥陶统沉积岩块出露在东段拉配泉西南 11.7km 处，上寒武统主要为薄至中层状泥质粉砂岩与钙质粉砂岩，下奥陶统是一套灰绿、紫红色粗到细砾岩，二者为整合接触（滇黔桂石油地质研究所，1994）。

裂谷型火山-沉积岩块：主要出露于东段拉配泉地区，主要由火山岩、变质砂岩、千枚岩、结晶灰岩组成。沉积岩中已发现晚奥陶世腕足类和三叶虫化石（郑健康等，1987），火山岩具双峰式特征，流纹岩的 Rb-Sr 年龄为 426Ma。

上泥盆统至下石炭统岩块：出露在拉配泉至阿克塞一线，由灰黑色板岩、硅质板岩、灰色灰岩（含叠层石），夹中基性凝灰质熔岩、透镜状赤铁矿和磁铁矿、细粒石英砂岩组成，和政军等（1999）在含硅质条带泥晶灰岩中发现晚泥盆世-早石炭世（D_3-C_1）放射虫化石，但对其时代和产出环境尚待进一步研究。

3）米兰河-金雁山岛弧地块（图 8-22，Ⅲ）

地形上为阿尔金中央隆起带，出露在区内南北两条蛇绿混杂岩带之间，基底为古元古界黑云斜长片麻岩、云母片岩和大理岩，变质变形均十分强烈；中元古界变砂岩、大理岩，上覆厚层叠层石灰岩（蓟县系金雁山群）；新元古界索尔库里群不整合于隆起带两侧，由底砾岩、石英砂岩、鲕状与竹叶状灰岩组成，含丰富叠层石化石。地块南部边缘之上不整合覆盖有台地相中下奥陶统生物灰岩、碎屑岩。此外，近年来在中央隆起带的碳质灰岩中还发现时代为寒武纪-早奥陶世（$\in$-O_1）的古介形虫和单瓣壳高肌虫；并确定其中部分变质岩的峰期变质年龄约在 450Ma，碰撞后或造山后花岗岩的时代在 380～430Ma，反映米兰河-金雁山隆起在早古生代具有岛弧构造带特征。

4）南阿尔金蛇绿混杂岩带（图 8-22，Ⅳ）

由于受后期左行走滑断裂的破坏和改造，该构造混杂岩带现今沿阿尔金南缘断裂两侧断续呈 NEE 向展布（从茫崖断续延伸至阿帕）。亦由不同性质的岩块、岩片组成。超镁铁质岩主要是强烈蛇纹石化纯橄岩和方辉橄榄岩，铬铁矿化弱，以盛产石棉而著称，其氧同位素组成类似于变质橄榄岩（陈国正等；1992）。其中茫崖地区基性火山岩块与绿片岩、少量辉长岩和安山岩、千枚岩、硅质岩、结晶灰岩和碎屑岩呈构造混杂状产出。基性火山岩具 MORB 的特征，Sm-Nd 年龄为 481.3～492.7Ma。西段且末南的孔其布拉克一带，碎屑岩地层中发现大量头足、腕足类、笔石、三叶虫化石，时代属寒武纪-奥陶纪（滇黔桂石油地质研究所，1994）；东段的柴达木西缘有大量斜长花岗岩产出。构造混杂岩带北缘（且末河口-索尔库里）均为变质达低角闪岩相的变质片岩，变形强烈。阿尔金榴辉岩呈透镜体状断续产出在这些中-深变质片岩之中（刘良等，1996）。

孔兹岩产出在阿尔金西段吐拉一带，是一套富含夕线石、石榴子石的片麻岩，夹基性麻粒岩（石榴子石二辉麻粒岩），还夹有一些含石墨、不含长石及极富铝的片岩，$Al_2O_3>25\%$，伴生有石墨大理岩等孔兹岩中的特征岩石。其地化特征表明，原岩应为富铝泥质、泥砂质沉积岩，夹碳酸盐岩；所夹基性麻粒岩的原岩可能是大陆拉斑玄武岩。峰期变质温度为 700～850℃，压力为 0.8～1.2GPa，U-Pb 和 Pb-Pb 年龄为 447～462Ma（张建新等，1999）。

榴辉岩产出在江格萨伊（若羌西）一带斜长角闪片麻岩中，特征矿物组合为石榴子石＋绿辉石＋石英＋金红石，变质温度为 660～830℃，压力为 1.4～1.85GPa，Sm-Nd 矿物年龄为 519Ma（刘良等，1990）。近些年来，刘良等（2009）在阿尔金南带的江尕勒萨依、清水泉和中段的英格利萨依三地，已确定有五类含超高压变质矿物的岩石组合，均呈透镜体状含在花岗质片麻岩或副片麻岩或大理岩中，根据对钾长石榴辉岩中石榴子石出溶单斜辉石＋金红石及榴辉岩中金红石出溶钛铁矿等的研究，确定其俯冲深度可达 200km，压力大于 7GPa；在含蓝晶石、石榴子石泥质片麻岩中发现石英中富含定向排列的蓝晶石＋尖晶石棒状体，确定其形成是含 Al-Fe 斯石英降压出溶退变质的产物，进一步揭示其陆壳深俯冲和抬升深度可达 350km，压力大于 12GPa。并依据 SHRIMP 原位锆石微区 U-Pb 定年，确定这一超高压变质带的形成年龄为 475～509Ma。

3. 柴北缘板内俯冲带（图 8-23；图 8-19，Ⅴ）

1）区域分布和组成

在柴达木盆地北缘与欧龙布鲁克地块间，近十多年来发现了一条超高压变质带，它西起阿尔金山东南缘的冷湖镇，经赛什腾山-绿梁山-锡铁山，直至乌兰县沙柳河，全长 700 余千米，宽 30～50km。主要由前寒武系、下古生界、上古生界组成，局部被白垩-侏罗系覆盖。西段表现为下古生界（原划上奥陶统）滩间山群复理石与蛇绿岩块、超镁铁质岩块与前寒武纪变质岩块的混杂；中段的阿木尼克山、牦牛山一带为上泥盆统、石炭系陆相粗碎屑岩、火山岩及海陆交互相含煤沉积，表现为一个由紫红色碎屑岩夹钾质碱玄岩-钠长粗面岩的晚泥盆世裂谷。

下古生界滩间山群火山岩主要分布在吉绿素、双口山、锡铁山一带，吉绿素以灰绿色中性熔岩、玄武质熔岩和火山碎屑岩为主；双口山、锡铁山主要为火山碎屑岩，次为玄武质熔岩和中酸性岩脉，岩石已遭受绿片岩相变质，含多金属热液矿床。早古生代火山岩是一套大陆岛弧火山岩，岩石以玄武岩类为主，包括一些中酸性岩类，岩石普遍遭受绿片岩相变质。火山岩显示三组地球化学特征：VTC-Ⅰ——岛弧拉斑玄武岩；VTC-Ⅱ——高 Al 次钙碱性-碱性过渡型玄武岩；VTC-Ⅲ——较 N-MORB 更亏损的玄武岩（异常 MORB）。前二组火山岩是成熟岛弧两个发育阶段的产物：洋壳俯冲到陆壳之下的初期，由俯冲洋壳和地幔楔的部分熔融形成岛弧拉斑玄武岩（LAT）；随着俯冲板块的速度加快和岛弧周围地壳的加厚，则形成钙碱性玄武岩（CA）、高 Al 玄武岩；第三组火山岩形成于弧间盆地，因亏损地幔楔高度部分熔融形成比 N-MORB更亏损的火山岩。岛弧火山岩的锆石 U-Pb 年龄为 524.2±3.5Ma，比超高压变质岩石（494Ma）形成早，说明陆-陆俯冲作用发生在洋-陆俯冲作用之前。

2）地质构造特征

柴北缘榴辉岩产于柴北缘（鱼卡河）、柴东缘乌兰县南达肯达坂群（Pt）长英质片麻岩中（图 8-23）。矿物组合为石榴子石、绿辉石、金红石、多硅白云母、石英，其锆石 U-Pb 年龄为 494.6Ma（杨经绥等，1999），代表榴辉岩峰期变质年龄，变质温度为 715～810℃，压力 P 大于 1.6GPa。柯石英发现于都兰北带榴辉岩的片麻岩围岩的锆石中，峰期变质压力大于 2.8GPa，从而确立了柴北缘早古生代早期超高压俯冲-碰撞带。

许志琴等（1999）、杨经绥等（2002）认为，这一高压-超高压变质带向西可以和南阿尔金蛇绿岩带相连，向东可以和北秦岭含金刚石超高压变质带相连，其共同特征是普遍存在超高压变质岩石榴辉岩和石榴子石橄榄岩，都是中国南、北大陆深俯冲作用的结果。杨经绥等（2002）还进一步研究了柴北缘超高压变质带中的花岗质与富铝副片麻岩的地化特征，结果显示，两类片麻岩的岩浆源区成分都类似于变沉积岩，说明柴北缘早古生代深俯冲卷入了大量大陆岛弧岩石。其中鱼卡河花岗片麻岩的 ε_{Nd}（t）＝3.2（t＝1.0Ga），表明岩浆源区有大量起源于亏损地幔的初始地壳物质；而落凤坡、锡铁山、沙柳河的花岗质片麻岩与副片麻岩的 Sm-Nd 组成类似，ε_{Nd}（t）＝－3.4～－7.3（t＝1.0Ga），表明岩浆岩区为先存的大陆地壳。

许志琴等还指出，阿尔金北缘变质地体（他们认为应归属敦煌地块）、阿尔金北缘蛇绿混杂岩带、阿尔金中央地块和阿尔金南蛇绿混杂岩带分别可以与阿拉善地块、北祁连、中南祁连和柴北缘带对比，均因阿尔金断裂 400km 的左旋走滑而错开。并依据天然地震探测剖面，指

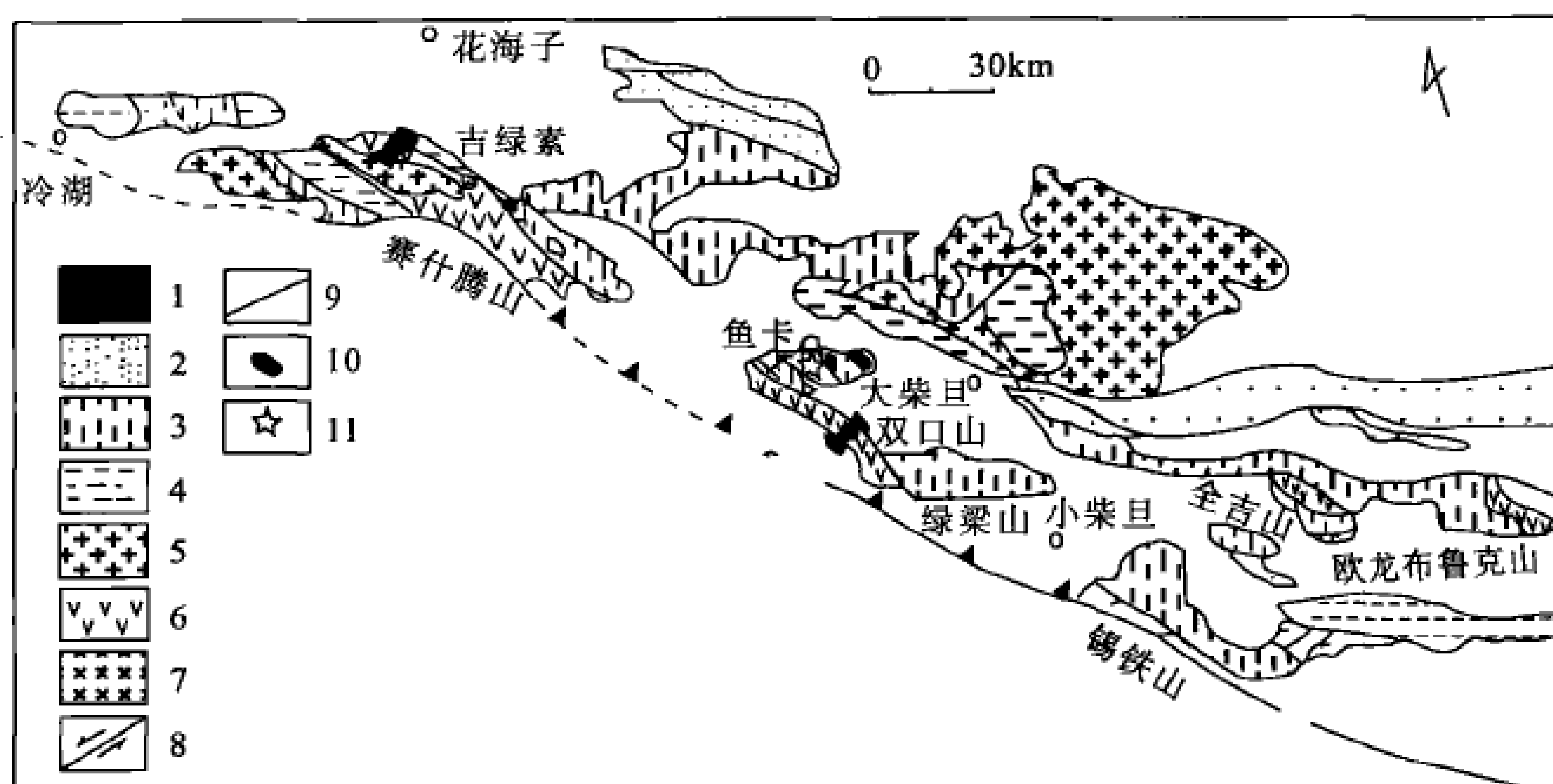


图 8-23 柴北缘超高压变质带地质略图

（史仁灯等，2004）

1. 超高压变质岩；2. 前寒武系；3. 新元古代达肯达坂群；4. 上古生界；5. 花岗岩；6. 火山岩；7. 辉长岩；8. 走滑断层；9. 逆冲断层；10. 超基性岩；11. 榴辉岩

出近直立的阿尔金主断裂由低速低密度物质组成，与低角度南倾阿尔金北缘断裂在 80km 处交汇，并继续向南陡倾下插到 150km 深处，这是塔里木板块向柴达木地体之下俯冲的标志。

8.5.6 柴达木地块与柴达木盆地（图 8-19，Ⅵ）

柴达木地块介于柴北缘超高压变质带（北，原赛什腾-埃姆尼克断裂）、东昆仑中断裂（南）、阿尔金断裂（西）和鄂拉山断裂（东）之间，由北部活动边缘、南部被动边缘和中央柴达木台块三部分构成，柴达木盆地主要叠加在中央地块之上。

在柴达木区域重力异常图上，异常呈椭圆形，异常值由盆地中心向边部减小，－280～－350mGal，台块范围为宽缓的负异常，向周边去梯度迅速增大。在盆地视磁化率分布图上，盆地腹部磁场强度变化小，异常均一，均在 100nT 左右，局部异常不发育；而周边是由大小方向各不相同的局部异常构成的陡变带，由大于 100nT 的局部异常和小于 100nT 的局部异常构成。重磁图均显示柴达木台块主体具有稳定的结晶基底，周边被相对活动的构造带环绕，清晰地勾绘出微板块的基本轮廓。

柴达木台块被巨厚的中-新生代沉积所覆盖，古生代盖层发育情况至今仍不清楚，推测周边应存在古生代超覆沉积，台块东缘可能存在一些石炭系盖层；中生界为拉分性质的断陷盆地沉积，以相互隔绝湖盆沉积为特征；新生代时期整体沉降，形成由外而内，由下而上从砂砾岩到泥质、钙质泥岩再到膏盐三套咸化湖盆沉积。

环绕台块西-北-东边缘为一条近年来确定的俯冲-碰撞带，主要活动于震旦纪至奥陶纪，但晚泥盆世、晚三叠世仍有陆内裂谷活动和花岗岩侵入；南部边缘为一古生代被动陆缘隆起带，基底长期隆起，晚泥盆世、晚三叠世大陆裂谷活动和海西-印支期中酸性岩浆活动强烈；祁漫塔格裂谷呈弧形展布在盆地的西南边缘，向西北可能与柴北活动陆缘相连，在柴达木盆地西南缘的阿尔金前缘和狮子沟西侧的井下见到上奥陶统火山沉积，而且在重磁图上，冷湖以南及一里坪以西均为负磁场区，表明这是与祁漫塔格类似的晚奥陶世火山沉积岩系。地块东半部基底

是上覆石炭纪超覆沉积的前寒武纪隆起，沿格尔木-香日德东西一线的地块南部边缘则是印支期大型花岗岩岩基分布区，基底岩石的分布如图 8-24 所示。

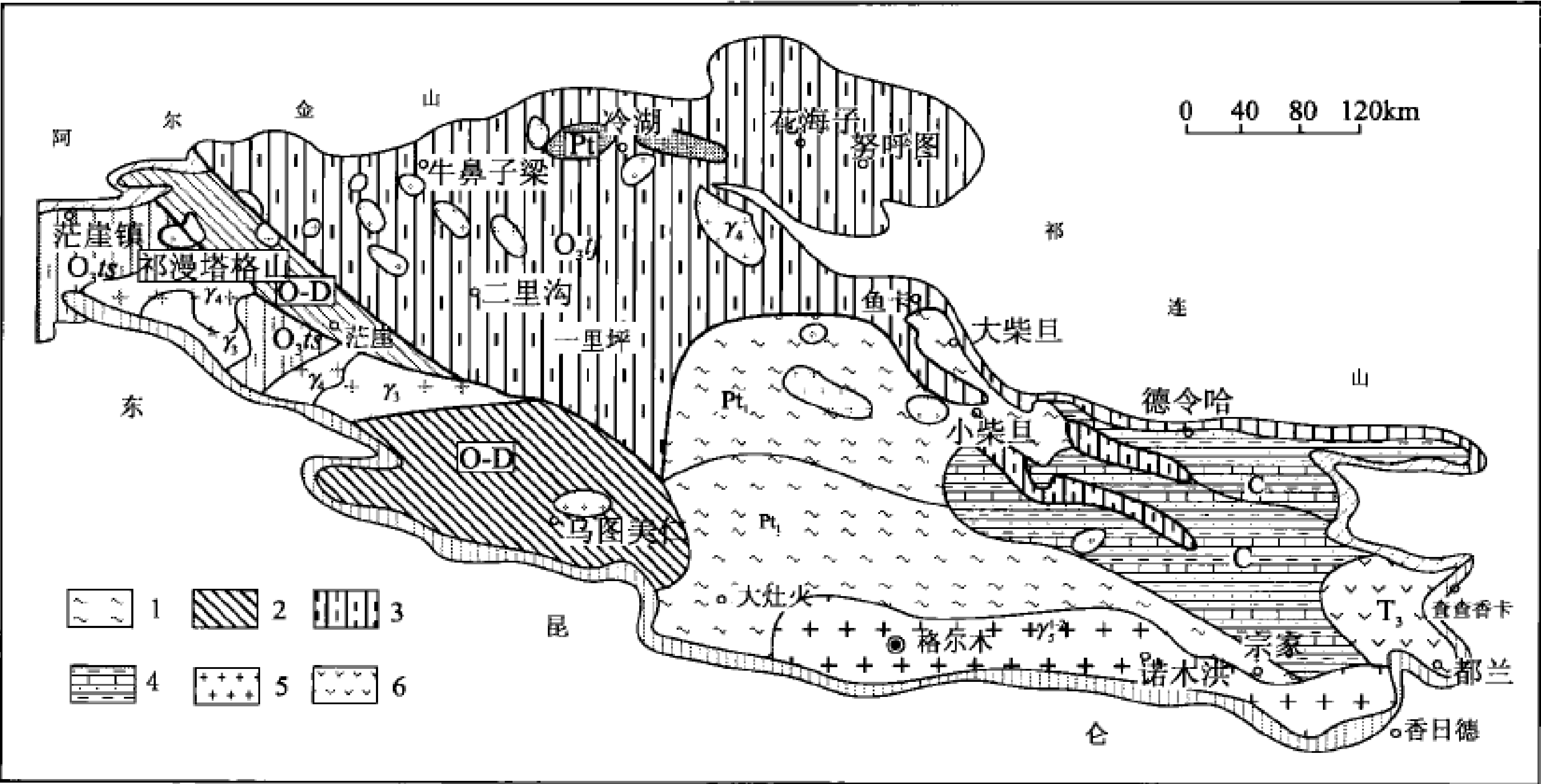


图 8-24 柴达木盆地基底岩性分布图

（青海油田，2000）

1. 元古宙花岗片麻岩；2. 下古生界浅变质火山沉积岩；3. 下古生界浅变质岩；4. 上古生界碳酸盐岩-碎屑岩；5. 花岗岩；6. 火山岩

中-新生代盆地发育在台块之上，中生代时期，除三湖地区东段外，普遍有 1000～2000m 厚的侏罗-白垩系沉积；中-下侏罗统、中-上侏罗统和白垩系逐层超覆；含烃源岩的中-下侏罗统呈小湖沼形式星罗棋布地分布在盆地北部；白垩系与侏罗系呈角度不整合接触。古-始新世形成一套遍布盆地的粗碎屑岩沉积；始新世以后全面拗陷，沉积了很厚的渐新统（600～2400m）、中新统（600～1600m）、上新统（2400～4600m），晚上新世至早-中更新世（N_2^2-Q_{1+2}）期间西部抬升，下伏地层普遍褶皱，东部涩聂湖地区强烈下沉，沉积了 3200m 厚的第四系；沉积中心表现为由西南（茫崖）向北（一里坪）再向东（三湖地区）的迁移；古近-新近系发育四层（E_3^2、N_1、N_2^1、N_2^2）稳定沉降并作定向迁移的生油岩系，剖面上呈相互叠置的扁豆体（图 4-31）。

盆地表层沉积层普遍褶皱变形，这是柴达木盆地不同于我国其他沉积盆地的一个重要特点。变形具有下列一些特征：①周边均为冲断带，内部主要为块断活动。北缘为柴北冲断带，南缘为昆北冲断带，西缘为阿尔金冲断带；内部的褶皱变形则主要与断块活动有关，断块差异活动和缓的地区以穹隆式变形为主（三湖地区），强烈的地区以形成背冲式褶皱构造为特点（柴西北地区），最强烈的地段（与边缘逆冲带相邻的地段）以断鼻构造（阿尔金山前，有基底卷入）、逆牵引构造（狮子山、油矿山构造，无基底卷入）或尖顶状褶皱（茫崖背斜，表层滑动）的发育为特点。②多为同沉积构造，以葫芦山背斜的葫中 1 井为例，构造轴部的 N_2^2 地层地表倾角 40°，500m 深处为 50°，再往下局部可达 90°；表现为三期活动，E_2 末形成顶厚褶皱，

N_1-N_2^2 为顶薄褶皱叠加在早期构造之上，N_2^2 末剧烈上升成山，大部分地区上新统与下中更新统呈角度不整合接触。③马海断块（亦称赛什腾断陷）、一里坪、茫崖和三湖断块相对于周边造山带的剪切活动是控制盆地构造变形的主要因素，从而形成周边断阶带和鄂博梁（含冷湖）、大风山两个盆内扭动褶皱断裂带，构造样式和形成时间受 NE 向阿尔金山和 NWW 向南北边界断裂制约，表现为自渐新世以来前者的左行扭动和后者的右行扭动，N_2^2-Q_{1+2}构造变动幅度最大，大批褶皱构造完成于这一时期。

断块活动不仅是控制变形的主要因素，而且也是控制油气形成的主要因素，不同大小的生油拗陷均位于断块之上，油气藏均位于生油拗陷内或其邻近地区（宋建国，1983）；过去认为烃源岩在其埋深达 2500～3000m 时即进入生油门限，新的勘探成果表明，上新世盆地才进入普遍的生油高峰期，而在此以前，不少地方虽然烃源岩埋深已达 2500～3000m，但并未成熟，所以生油高峰期主要应与断块活动强度有关，自上新世以来青藏高原强烈隆升（幅度达 3000m），导致盆内块断活动增强应是生油高峰到来的主要原因。

8.5.7 东昆仑

一般把阿尔金断裂西段（苦牙克段）至玛沁间的隆起山带称东昆仑（图 5-1），多以昆中断裂、昆南断裂为界将其分割为北、中、南三带。但从基底性质、盖层发育、构造演化等方面考虑，昆中断裂是一条昆北稳定性基底与昆南活动性基底的分界线，昆南断裂仅表现为向南的推覆带和蛇绿混杂岩带。

已有研究成果表明，东昆仑构造带是多次俯冲-碰撞形成的复式造山带。新元古代、早古生代为小洋盆发育时期，无论是东昆北的祁漫塔格，或是昆中隆起带的蛇绿混杂岩的原岩多为富集型地幔岩，并常与大陆拉斑玄武岩、洋岛玄武岩，甚至碱性玄武岩伴生（清水泉地区）；而南缘的阿尼玛卿地区可能是与金沙江洋相连的广阔大洋，这些洋盆在早、晚古生代和印支期可能经历过多次消减闭合过程，造山带的最终形成在晚印支运动。

1. 构造岩相带

1）东昆中断裂带

东昆中断裂是一条地表构造形迹清楚、深部梯级明显的脆-韧性断裂带；断裂以北是固结硬化程度高的华北型基底，以南是扬子型基底；晚古生代是北部稳定型沉积和南部活动型沉积的分界线；沿断裂线，早期（新元古代-古生代）以“B”型俯冲为主，晚期（印支期）表现为多期活动的 A 型俯冲带，不同时代的蛇绿岩块、地层及中酸性岩块呈混杂堆积产出；现在所见为一条右型走滑韧性剪切带，主变形期为早二叠世（没有影响下三叠统），与断裂平行同构造似斑状二长花岗岩 Rb-Sr 年龄为 263±19Ma，石英闪长岩 Rb-Sr 年龄为 267±52Ma（梁斌等，2001），岩体中发育与断裂平行的叶理和片麻状构造。

2）东昆北带

东昆北带指柴达木盆地以南，东昆中断裂以北的地区。基底出露于西缘和南缘，古元古界称金水口群，是一套中-深变质岩系；中元古界小庙群、冰沟群为一套石英岩夹片麻岩、石英片岩及大理岩、硅质白云岩夹结晶灰岩、板岩；新元古界丘吉东沟群为细碎屑岩，是一套稳定盖层沉积，与阿尔金一样，类似于华北板块的基底岩系。祁漫塔格群（ϵ-S_1，过去称上奥陶

统铁斯达斯群）沿库木库里盆地西缘和北缘伸人，东延直达柴达木南缘的乌图美仁以西，甚至到诺木洪一带的万宝沟，上泥盆统-下二叠统海陆交互相-海相沉积和火山岩不整合其上。

祁漫塔格群火山岩多呈岩片产出，曾被划分为两个喷发旋回，第一旋回为砂板岩、千枚岩、长石石英砂岩夹玄武岩、大理岩；第二旋回为玄武岩、流纹岩、火山碎屑岩，局部发育60余米厚的石膏层（青海地质志，1991），表现为裂谷型火山沉积特征。王岳军等（1999）将其划分为四个亚群：第一亚群为一套富含石英质和富碱钙-钙碱性火山岩屑的浊积岩与鸭子泉蛇绿岩共生；第二亚群为基性-中酸性火山岩夹火山碎屑岩，是由玄武岩、安山岩、英安岩、超基性岩、变质复理石、硅质岩等组成的蛇绿混杂堆积；第三亚群在西段（阿牙克库勒湖一带）主要为陆棚碳酸盐岩和陆坡碎屑岩建造，东段为绿泥片岩、二云母片岩、砂岩、粉砂岩、片麻状花岗岩，在西段岩层中发现寒武纪-奥陶纪 *Sphaerochitina* sp.，*Trematspheridium* sp.，*Giryanella* sp.，*Rhabdoteradium* sp.，*Maclurites* sp. 等化石；第四亚群为细碎屑岩夹少量碳酸盐岩。因侵入鸭子泉蛇绿混杂岩中的花岗岩年龄为370～440Ma，该带东延与诺木洪地区的万宝沟群可以对比，后者火山岩 Rb-Sr 年龄为667Ma，侵人其中的花岗岩的 U-Pb 年龄为412Ma，K-Ar 年龄为431Ma，结合化石年龄一并考虑，王岳军等（1999）认为祁漫塔格群的时代应为寒武纪-早志留世。

上泥盆统不整合于祁漫塔格群或前寒武系之上，西段（黑山沟至哈尔扎）为海陆交互相，下部黑山沟组由砾岩、含砾粗砂岩夹火山岩及杂色粉砂岩、板岩组成，厚500～1000m；上部（哈尔扎组）以灰色薄-中层状砂板岩和钙质粉砂岩为主，夹凝灰岩和生物灰岩团块，厚度大于500m，含丰富的腕足类、珊瑚及植物化石（姜春发等，1992）。东段（肯得可克至格尔木东南）为陆相，火山岩由下而上为基性-中基性-中酸性-酸性，喷发强度逐渐增强；出露于东段南带（乌图美仁至托拉沟一带）的上泥盆统由1000～4000m厚的碎屑岩和火山岩组成，下部为碎屑岩组，主要为杂砂岩、巨厚层砾岩；上部火山岩系由杂色陆相喷发岩夹碎屑岩组成，含植物化石碎片。

石炭系主要为含丰富化石的浅海碳酸盐岩和少量碎屑岩。下石炭统仅局部出露，以厚层生物灰岩为主（城墙沟组），时代为杜内期。维宪期沉积（大干沟组）下部为砾岩、石英砂岩到泥灰岩，上部为生物碎屑灰岩。中石炭统（蒂敖苏组）亦为砾岩-石英砂岩-生物灰岩沉积，局部地段有煤线及火山角砾岩、安山岩、凝灰岩沉积。上石炭统（四角羊沟组）的分布面积及沉积厚度均较中下石炭统大，从西向东为中厚层灰岩-石英砂岩-砾岩。

二叠系只发育下统，主要为碳酸盐岩沉积，下部为灰黑色厚层生物碎屑灰岩，中部为粉砂质灰岩与钙质粉砂岩互层，顶部为厚层硅质白云岩与粉砂质灰岩。晚三叠世陆相火山岩分布在祁漫塔格至乌图美仁一带，以流纹岩及流纹质角砾岩为主，K-Ar 年龄为222～225Ma。

3）东昆南带

东昆南介于东昆中断裂与阿尼玛卿间地带。基底为古中元古界无序的混合片麻岩、混合花岗岩夹斜长角闪岩，新元古界为浅变质碎屑岩夹碳酸盐岩-火山岩系。不整合于变质基底之上的上奥陶统纳赤台群为砂岩夹板岩、结晶灰岩，灰岩中产珊瑚、腹足类化石；泥盆系为一套5500m的类复理石，主要为变砂岩、板岩、千枚岩夹结晶灰岩及少量中-基性火山岩，下部碎屑岩的 Rb-Sr 年龄为359Ma；石炭系为富钾钙碱性火山岩与大理岩、石英砂岩和页岩组合，灰岩夹层中产丰富的珊瑚、腕足类化石；下二叠统为钙碱性火山岩、碎屑岩夹碳酸盐岩，含蜓、腕足类化石；下三叠统洪水川群为碎屑岩夹大量安山质凝灰岩及少量碳酸盐岩，产菊石及

双壳类化石，与下伏下二叠统及上覆中三叠统均为不整合接触；中三叠统为碎屑岩、碳酸盐岩夹少量凝灰岩，产菊石、双壳和腕足类化石；上三叠统八宝山群为海陆交互相及陆相碎屑岩夹碱-钙碱性系列安山岩、凝灰岩。

2. 蛇绿混杂岩带

1）东昆北

据沈远超等（2000）报道，在祁漫塔格的鸭子泉一带，在原奥陶系祁漫塔格群中发现蛇绿岩，岩体沿鸭子泉达坂NE向延伸约30km，宽1.7km。主要由方辉橄榄岩、蛇纹岩、辉长岩、变辉绿岩、绿片岩和硅质岩等组成，呈构造推覆体形式产出，在东侧见蓟县系逆覆其上。上述超镁铁质-镁铁质岩的地化特征显示，可能形成于岛弧或小洋盆环境。

2）东昆南

东昆南蛇绿岩分布在东昆中断裂一线和阿尼玛卿带，朱云海和张克信（1999）将其进一步划分为四带（图8-25，图10-8）：由南向北为阿尼玛卿带、塔妥带、清水泉带和乌妥带（后面三带由南向北共同组成东昆中带），并认为这四个带的蛇绿岩的产出围岩及其构造样式与变质程度、岩体的地球化学特征等都不相同。

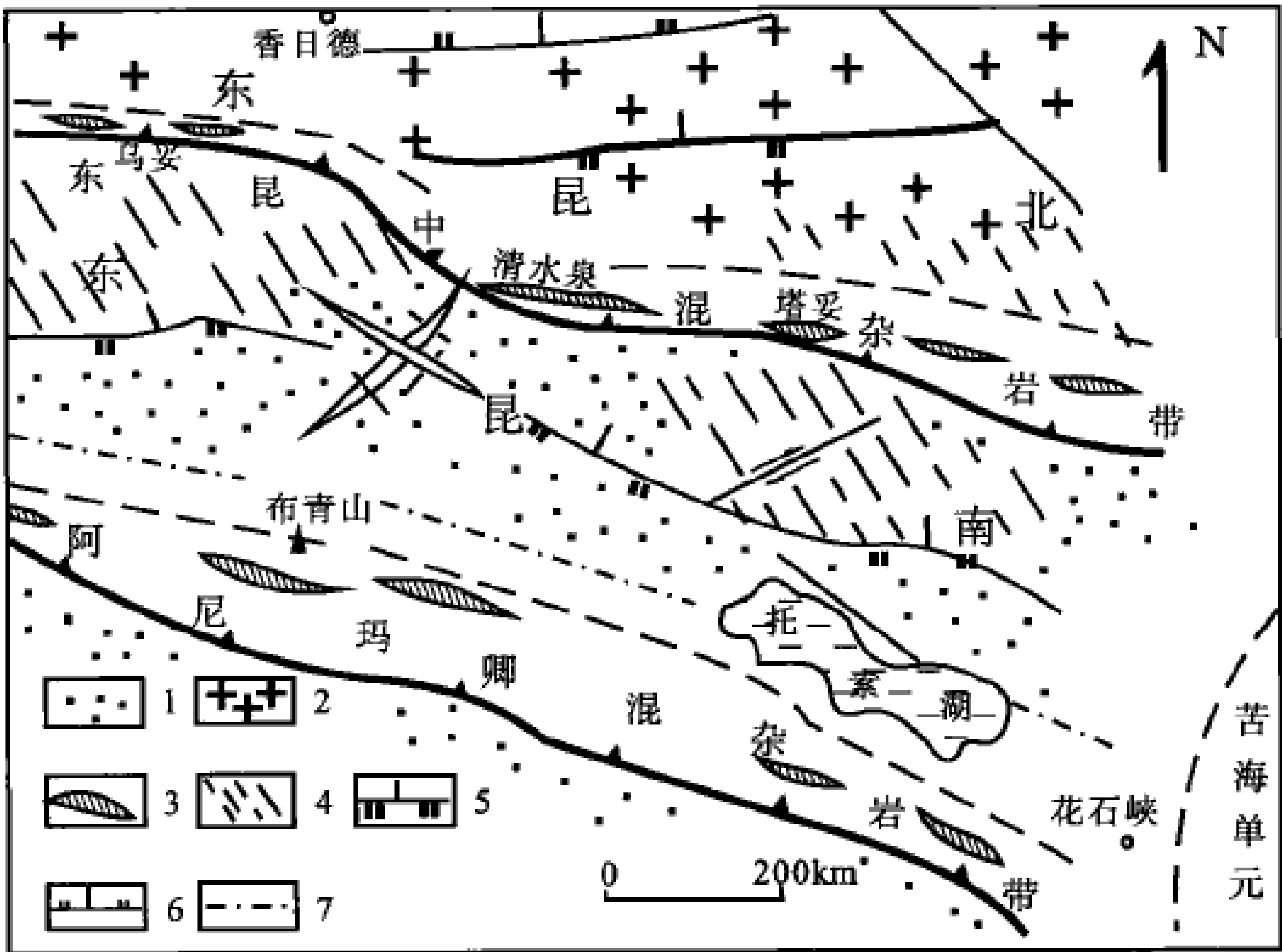


图8-25　东昆仑东段构造略图

（侯光久等，1999；朱云海和张克信，1999）

1. 盆地沉积；2. 岩浆岩；3. 超基性岩；4. 古老地块；5. 逆断层；6. 正滑脱断层；7. 活动断层

对东昆中蛇绿岩的时代争议较大，高延龄等（1990）根据蛇绿岩侵位于原划为下古生界的地层中，认为其属于加里东期；温良弼等因在邻区找到早二叠世化石，将其归属于石炭纪；解玉月在清水泉以东的吉日迈蛇绿岩中获蚀变橄榄岩全岩Sm-Nd年龄为1331.58±78.36Ma，认为其是中-新元古代的产物；古凤宝（1994）在万宝沟等地的火山岩中获全岩Sm-Nd年龄为1087±200Ma，获辉长岩的全岩Rb-Sr年龄为1134±350Ma，认为其时代为新元古代较为适

宜。王秉章等（2001）在东昆仑东段与鄂拉山岩浆岩带交汇部位西北侧的扎那合惹地区，确定有元古宙超镁铁质堆晶岩，其化学成分、矿物组成变化大；痕量元素、稀土元素表现为富集不相容元素；而 ε_{Nd}（t）＝6.75，显示源于亏损地幔的低度部分熔融；Sm-Nd 等时线年龄为 1480±3Ma，与之紧密伴生的榴闪岩 Ar-Ar 坪年龄为 881.8±4.7Ma（石榴子石），852.2±1.0Ma（角闪石），他们认为这分别代表了昆中洋扩张、消减的时限。

阿尼玛卿带蛇绿岩曾认为属于二叠纪-中三叠世（姜春发等，1992；许志琴等，1996）。边千韬等（1999，2001）对其西段布青山蛇绿岩的研究后认为，它由早古生代、早石炭世-早二叠世和晚二叠世-中三叠世三个世代的蛇绿岩组成。Pz_1-C_1-P_1 蛇绿岩在布青山-牧羊山一带混杂产出，早古生代蛇绿岩的主要证据是：在布青山得里斯坦沟蛇绿岩中获辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 467.2±0.9Ma，辉长辉绿岩 Rb-Sr 等时线年龄为 495.32±80.6Ma；在黑色板岩夹层中发现中、晚奥陶世疑源类化石；有厚度大于 200m 的砾岩不整合在这套蛇绿岩之上，后者时代可能为中志留世-中泥盆世；402±24Ma 的岛弧型花岗-英云闪长岩侵人这套蛇绿岩中。早石炭世-早二叠世蛇绿岩主要证据是：在牧羊山日什风蛇绿混杂岩的硅质岩中发现早石炭世和晚石炭世放射虫化石；获枕状熔岩 Rb-Sr 年龄为 340.3±11.6Ma，普通 Pb 年龄为 310±150Ma；同时在得里斯坦沟和可可尔塔沟间，见一套复成分砾岩不整合于 C_1-P_1 蛇绿混杂岩之上，后者的时代可能为晚二叠世，向上这套复成分砾岩与上覆晚二叠世-三叠纪砂板岩层渐变过渡。早古生代和 C_1-P_1 的镁铁质岩都主要为 N-MORB 型，少量为 T-MORB 型，明显具洋中脊特点。其中变质橄榄岩以方辉橄榄岩为主，高镁，∑REE 是球粒陨石的 0.2～0.65 倍，HREE 是球粒陨石的 0.28～0.32 倍，属亏损的大洋岩石圈地幔。

3. 构造演化

东昆北是柴达木地块南缘的裂谷型被动陆缘。中新元古界盖层沉积覆盖于变质基底之上，裂谷活动自寒武纪，断续持续到晚三叠世，火山岩早期（∈-S_1）类似于大洋拉斑玄武岩，晚期（D_3、T_3）则主要为碱性系列的火山岩，表现为从陆内洋盆到大陆裂谷，从强烈拉张到渐趋稳定的演化进程，相应的沉积则从早期（∈-S_1）的深海-半深海复理石沉积到后期（D-T）的滨浅海或陆相、海陆交互相沉积。

东昆南是一条由多次俯冲-碰撞形成的杂岩带，可能从中-新元古代直至三叠纪。晚古生代的分裂始自晚泥盆世，石炭纪是最大扩张期，弧-陆碰撞可能在早二叠世末（或中二叠世末），在阿尼玛卿的布青山和东昆西段阿其克库勒湖南缘，都可见到晚二叠世巨厚层砾岩不整合在 C-P 地层或蛇绿混杂岩之上。尹富光和潘桂棠（2008）对库木库里盆地一带岩相古地理研究进一步也说明了这一点。

尽管尚无确切证据的三叠纪蛇绿岩，但三叠纪沉积表明应该有早、晚两次陆内俯冲作用发生。早三叠世至早-中三叠世的岩性、岩相都存在一次突变，洪水川组（T_1）由早期的河流砂砾岩相演化至晚期的浊积岩相，再到潮间带沉积（T_2 闹仓坚沟组），显然是早印支运动的表现；中三叠世（希里可特组）海相浊积扇演化至晚三叠世（八宝山组）的陆相河流沉积应是晚印支运动的开始，之后的进一步隆升则表现为侏罗系的大量缺失。

印支期花岗岩的广泛分布也说明，这里在中生代还可能经历了两次（T_2、T_3）陆内俯冲造山作用。图 8-26 表明（袁万明等，2000），晚三叠世花岗岩遍布南、北、中三带，中三叠世花岗岩都集中于东昆中带，这是巴颜喀拉地体（或称苦海地块）沿昆南断裂向北俯冲的结果；晚三叠世花岗岩主要分布在东昆北带，中带和南带也有少量分布，这可能与晚三叠世的陆内俯

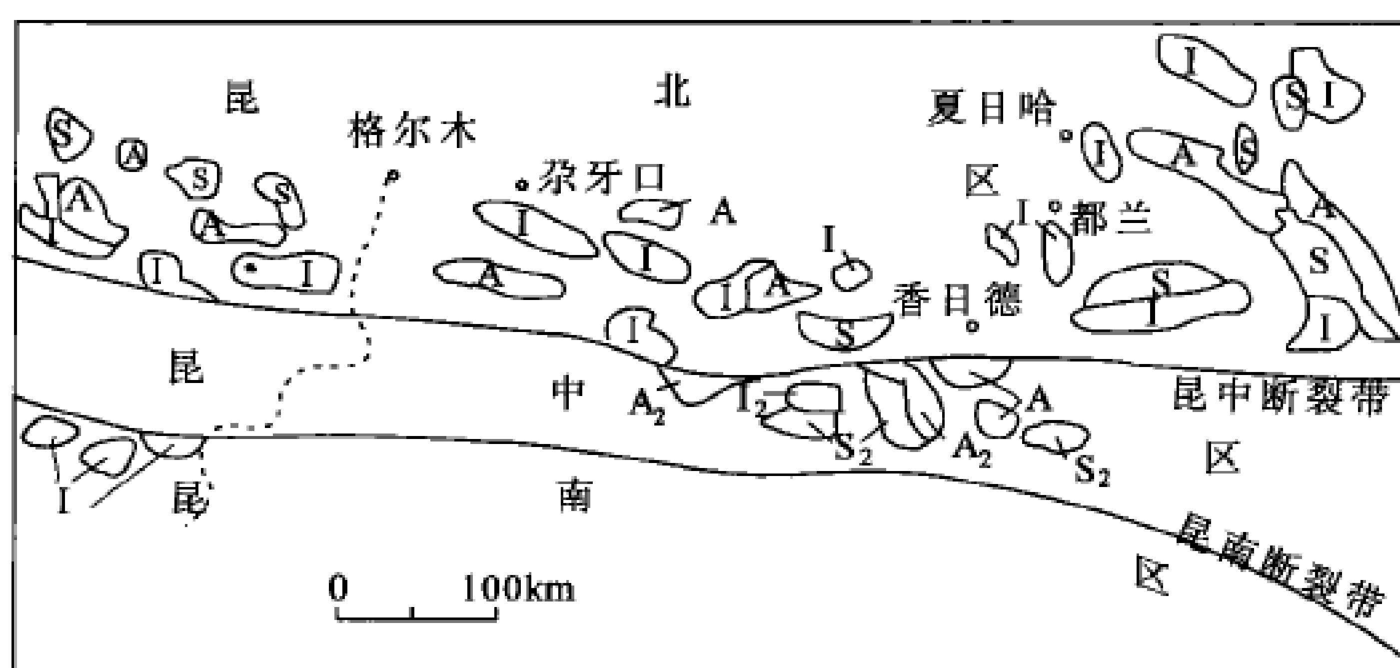


图 8-26 东昆仑地区印支期花岗岩分布图

（袁万明等，2000）

I. 晚三叠世 I 型花岗岩；S. 晚三叠世 S 型花岗岩；A. 晚三叠世 A 型花岗岩；

I_2. 中三叠世 I 型花岗岩；S_2. 中三叠世 S 型花岗岩；A_2. 中三叠世 A 型花岗岩

冲沿昆南、昆中断裂都在进行有关。

中三叠世花岗岩主要分布在昆中带，其东段花岗闪长岩的 Rb-Sr 和 U-Pb 年龄平均为 240Ma（古凤宝，1994），且有可靠的地层穿切关系限定。例如，八宝山岩体在雅玛托多楼尕侵入下三叠统洪水川群火山岩中，其北西端被上三叠统可鲁坡组不整合覆盖。晚三叠世花岗岩在青海都兰-香日德以东分布面积很大，与上三叠统为明确的侵入关系。本区花岗岩普遍具有明显的负 Eu 异常，表明形成于正常陆壳或双倍陆壳的部分熔融；地化特征显示石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩多为 I 型，淡色花岗岩（一般为二长花岗岩）为 S 型，正长花岗岩或碱长花岗岩为 A 型，总体上从早到期晚有 I→S→A 的演化趋势。

8.6 西昆仑-喀喇昆仑地区（图 8-11，$Ⅱ_{1-2}$）

一般把阿尔金断裂西南段（阿龙断裂，苦牙克以南）以西，塔什库尔干断裂以东的隆起山带称为西昆仑。并以康西瓦断裂、乌依塔格-库尔浪断裂为界，将西昆仑分为北、中、南三带。实际上应当两分，即北带和南带，原西昆仑南带应为喀喇昆仑带（图 8-27），后者更亲近于羌塘洋盆。

西昆仑的演化历史基于现有资料可作如下归纳：因库地蛇绿岩时代从化石和年龄两方面证据表明（见下文），西昆仑应是新元古代至加里东旋回中形成的岛弧隆起带；海西期沿西昆北的乌依塔格-库地一线，发育以乌依塔格群、库尔浪群、他龙群为代表的深拗陷火山-裂谷盆地；印支期的板块俯冲-碰撞活动沿西昆南缘的麻扎-康西瓦一线，发育有以孔兹岩为代表的超高压变质岩石。

塔里木西南缘相应在整个震旦系至早古生代时期均为一个伸展型被动陆缘，铁克里克则是一个震旦纪被动陆缘上的拗陷带，发育了下震旦统浊积岩和海洋冰川沉积，晚期隆起出现浅水碳酸盐岩和广泛分布的局限台地相白云岩。加里东期的板块俯冲-碰撞活动使塔西南盆地的基底产生强烈褶皱变形，石炭系明显不整合其上（图 8-28）。晚古生代，塔西南缘则为深拗陷型裂谷盆地。

喀喇昆仑是一个经加里东期、印支期两次改造的古陆块。早古生代早期属被动陆缘环境，

展布于昆仑洋的南侧，寒武纪-奥陶纪时期还保留有台地相沉积；晚古生代也基本处于稳定状态，以浅海碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主。但沿麻扎-康西瓦一线，早志留世时伸展变形强烈，并在其北部边缘发育深水浊积岩、酸性火山岩；同时，该带还存在三套有化石证据的复理石楔，它们是晚石炭世、早二叠世和中上三叠世，后者称克勒青群，以巨厚海相复理石沉积为特征，并含玄武岩、辉绿辉长岩组合。可见喀喇昆仑地块与西昆仑间可能曾有两次板块俯冲碰撞活动，分别在晚加里东期和海西-印支期，这也是西昆北带石炭纪深拗陷-火山盆地形成的主要原因。

8.6.1 岩相古地理

西昆仑-喀喇昆仑地区地处边陲，大部地区难以到达，至今研究程度甚低。但已有一些地层的时代、岩相比较确定，值得今后地层研究和区域分析关注。例如，蓟县系；早古生代以玛列兹肯群为代表的台地相沉积；西昆北乌依塔格群（C_1）、库山河组（C_1^1）、罕铁热克组（C_1^2）、他龙群（C_1）和库尔浪群（$C_{2\text{-}3}$）的时代和岩相；喀喇昆仑三叠系的时代和岩相等。

1. 前寒武纪

西昆仑前寒武系广泛出露，约占露头面积的70%，长城系下部为混合岩、变粒岩，上部主要是绢云绿泥石英片岩和变质砂岩，富含叠层石的蓟县系微角度不整合或假整合于长城系之上（西段恰尔隆地区）；向东，变质程度加深，出现片麻岩、混合岩、石墨大理岩类，在赛图拉以北夹有酸性火山熔岩及角砾岩，和田以南夹阳起绿帘石岩（中基性火山岩）。因元古宇，尤其是蓟县系的岩石组合与塔里木类似，故西昆仑可能是在塔里木板块基底之上发育的。

喀喇昆仑山带前寒武系出露零星，仅见于塔什库尔干以西的木吉至布仑口一带，主要为片岩-片麻岩-石英岩组合，下中段为蓝晶石-石榴子石-夕线石变质相带；上段为红柱石-十字石变质相带（姜春发等，1992），显示中压变泥质岩系，时代暂定为古元古界。中元古界长城系甜水海群为一套滨浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩，主要为变质砂岩、千枚岩、大理岩等（李长河，1985）；上部未见蓟县系沉积。这与广泛分布蓟县系叠层石灰岩的我国北方大陆显著不同，说明喀喇昆仑可能是在羌塘陆块上发育的。

2. 早古生代

寒武纪的面貌不清，仅在喀喇昆仑的阿克塔河以南见到以小断块形式出露的寒武系，底部为灰绿色变质砂岩夹泥岩，向上为深灰色灰岩夹薄层钙质页岩和铁质砂岩，视厚度为670m，张太荣等（1960）曾在其中发现 *Pagodia* 等三叶虫化石。西昆仑至今未见到有确切化石依据的寒武系，南京古生物所（1992）曾在库地东原划蓟县系中分解出一套浅变质浊积岩，同位素年龄为450～690Ma，暂定为寒武-奥陶系。该带东延至于田普鲁一带沿盆地边缘存在一套绿片岩相粉砂质杂砂岩和凝灰岩，其中曾发现过肌丁虫，沉积面貌具深水浊积岩特征，普鲁中侏罗统油源岩就不整合在这套地层之上。

西昆仑的中奥陶统分布在玛列兹肯山附近，其次在库地以东也有小块出露。前者称玛列兹肯群：下部为含砾石英砂岩，含海百合茎和腕足类化石碎片；中部为细粒石英砂岩和生物灰岩；上部为结晶灰岩、生物灰岩夹石英细砂岩，中上部化石丰富，一些人主张其中可能包含早奥陶世地层。喀喇昆仑的中奥陶统分布在天神达坂、克什尔村、甜水海一带，乔尔天山一带的中奥陶统下部以杂色粉砂岩为主，其次为生物碎屑灰岩及团粒状泥岩，上部为结晶灰岩和碎屑

灰岩。张志德等（1987）认为，喀喇昆仑的奥陶系在沉积特征及面貌上都具华南型特征，并指出这是羌塘地块的西延部分。姜春发等（1992）指出，该带西延至塔什库尔干断陷以后可能变为浅水活动型沉积。

志留系主要分布在喀喇昆仑地区，西昆仑的志留系分布零星，时代尚不确定，有人推测均为由南向北的推覆体。喀喇昆仑的下志留统是一套岩性单一的碎屑岩建造，夹酸性火山岩和少量灰岩透镜体；普遍变质，以变质砂岩为主，少量千枚岩、板岩呈夹层出现，厚达4000m以上，具深水相浊积特征。总的特征是，从北向南变质程度和火山活动减弱，厚度减小，沉积物粒度有自下而上变细的趋势。中上志留统仅见于喀喇昆仑南部，在卡帕浪沟一带下部为黄绿色钙质粉砂岩，中上层为深灰色灰岩，在天神达坂一带渐变为单一的碳酸盐岩相沉积，厚度也比下统减小，从数百米至1600mm左右。总的特点是：志留纪时期喀喇昆仑北缘具活动陆缘特征，向南过渡为被动陆缘或碳酸盐岩台地。

3. 晚古生代

1）西昆仑

泥盆系。目前已知仅有中统和上统，下统尚不清楚，但泥盆系与志留系多为连续沉积，所以不排除有下泥盆统存在。中统和上统皆为紫红色砂岩、砂砾岩。中统为海相，上统有陆相夹层或为陆相，曾发现含斜方薄皮木的陆相地层，但区域上陆相地层仍较局限。北带西段中泥盆统碎屑岩建造可厚达5430m，化石稀少，且浅变质（夹千枚岩、板岩及少量片岩），遭受复杂的褶皱变形；上统为巨厚的海相夹陆相杂色碎屑岩沉积，厚5200m。

石炭系。从西到东各段岩相厚度变化较大，总的表现为活动性深海槽构造特征。中巴公路西北的阿克赛巴什山北坡的中-下石炭统为火山岩沉积，厚1600～4500m；火山岩以玄武岩为主，安山岩、英安岩次之，酸性火山岩很少。由下而上有从基性向酸性演化的趋势；玄武岩具枕状构造，连续喷发厚度可达500m以上，乌依塔格蛇绿岩就含在这套地层中。上石炭统发育底砾岩，不整合或假整合于中-下石炭统之上，下部为凝灰岩、层凝灰岩夹粉泥质泥岩；上部为大理岩、灰岩、砂岩夹酸性火山岩、片岩，厚1400～3300m。在新藏公路以西的中巴公路两侧，下统下部的库山河组（杜内阶）为厚-巨厚层碎屑岩、碳酸盐岩建造，厚1500m，不整合于上泥盆统之上；上部的罕热铁克组为碳酸盐岩建造，厚3100m。下-中石炭统在中巴公路南侧的恰尔隆、其木干一带为滨海至沼泽相沉积，含植物茎干化石和煤线，厚400～1540m，在上部的灰岩透镜体中夹有含志留纪-泥盆纪化石的外来岩块，显示属滑塌沉积，与邻区帕米尔类似。

东段新藏公路以东的下石炭统称他龙群，中-上石炭统称库尔浪群，在和田以南呈条带状断陷展布，总厚达4200～10000m。他龙群主要为细碎屑岩建造，夹粉砂岩、浅变质砾岩、灰岩团块、大理岩及绢云绿泥片岩，泥质、碳质成分普遍较高，并浅变质，含蜓、珊瑚等化石，但门类单调，种属少。中-上石炭统库尔浪群与下伏地层多以断层接触，为一套浅变质滨浅海相粗碎屑岩-碳酸盐岩建造，中下部以砂岩、粉砂岩沉积为主，绿泥绢云千枚岩、绿泥绢云阳起片岩、变质砾岩多次重复出现；上部为砂岩、粉砂岩与中厚层砾岩的不均匀互层，并在西部剖面上含玄武岩（400m）、蚀变霏细岩（103m）。

二叠系仅有下统，西昆南为海相，北为陆相，麻札以北为碳酸盐岩、碎屑岩和中性火山岩。

2）喀喇昆仑

与西昆仑不同，喀喇昆仑地区的上古生界基本上均为稳定型沉积，或具被动陆缘构造特

征，这与南羌塘地区的情况类似。

泥盆系下统主要为浅海碳酸盐岩夹碎屑岩沉积，厚1000m左右；上统分布零星，为3m左右的砂砾岩含煤沉积，其中有茎干长达3m的硅化木化石，代表一种稳定的构造环境。石炭系出露于叶尔羌河上游的卡帕浪沟以东，下部为一套浅海相碳酸盐岩建造，局部夹中基性火山岩，厚710～943m（帕斯群）；上部为浅海相碳酸盐岩和粗碎屑岩建造，厚260～830m（恰提尔群）。二叠系在叶尔羌河上游为灰岩、大理岩；在阿什库勒盆地为灰岩夹砂岩、砂质泥岩及薄层生物灰岩，均为厚千米的断块。

4. 中-新生代

中生代时期西昆仑呈现为隆起山带，而喀喇昆仑地区普遍遭受海侵，三叠纪具活动陆缘特征，白垩纪开始趋于稳定。后者新生代的火山活动强烈，与藏北地区类似。

西昆南带和北带仅有上三叠统，北带为滨海沼泽相含煤沉积，南带为含滑塌岩块的海相碎屑岩及碳酸盐岩，厚约千米。喀喇昆仑的三叠系分布普遍，下统称河尾滩群，出露范围很小，为数百米厚的浅海相片理化钙质粉砂岩、细砂岩、白云质灰岩及砾状灰岩沉积，夹紫红色放射虫铁质硅质岩；中上三叠统克勒青群为一套海相复理石沉积，厚2500～4800m，主要为薄-中层细砂岩、粉砂岩、板岩不均匀互层，局部夹少量大理岩，岩石多变质为绢云千枚岩、绢云母或黑云母片岩。有些地方出现红柱石、石榴子石、十字石等变质矿物，地层中化石稀少，这类地层前人多划为古生界，估计其中包含有三叠系。蔡雄飞等（2004）将喀喇昆仑三叠系分为下统洪水川组，下-中统闹仓坚沟组，中统希里可特组，上统八宝山组。下统为半深水浊积岩，下-中统为碳酸盐岩，上统为辫状河-沼泽相沉积（剖面位置不详）。

侏罗系在西昆南带和北带均为陆相含煤建造（叶尔羌群）；喀喇昆仑以海相地层为主，未见上侏罗统。大致以乔尔天山一线为界，以北为陆相下-中侏罗统，以南为海相中侏罗统龙山组，后者在叶尔羌河上游及天神达坂一带小面积分布，西部以碳酸盐岩为主，东部为砾岩和角砾状灰岩，夹英安质晶屑凝灰岩，可厚达2000m。

西昆仑缺失早白垩世沉积，下白垩统仅分布于喀喇昆仑，为浅海碎屑岩-碳酸盐岩建造，顶部有厚度不大的海相火山岩夹层，产状平缓，显具盖层性质。

古近-新近-第四系多为山间盆地陆相沉积，其中喀喇昆仑的阿克塔克河流域至甜水海南古新统-始新统为海相沉积，下部为红色砾岩与钙质砂岩互层，上部以灰岩为主，见群体海藻、货币虫、有孔虫等化石；在阿克赛钦湖一带有玄武-安山岩喷发，时代为上新统（5.84Ma）；自第四纪以来从西昆北（如于田县普鲁）至康西瓦断裂以南普遍有碱质火山岩喷发，年龄为2.8～0.2Ma，最新一次在1951年5月27日，往往主断裂附近为基性、中性火山岩，分支断裂附近为粗面岩。

8.6.2 区域构造特征（图8-27）

1. 库地蛇绿岩带

库地蛇绿岩出露在两处，在不孜完沟内，由下至上为纯橄岩、斜辉橄榄岩、堆晶辉长岩及浅色岩-斜长花岗岩-英云闪长岩-辉长闪长岩-石英辉长岩等；在不孜完沟以北沿公路的一些克沟内，主要为厚度较大的玄武岩、安山玄武岩、枕状熔岩等，其中可清楚地看到具明显冷凝边的基性岩墙与枕状玄武岩组合。玄武岩的年龄数据已有30多个，主要为新元古代-早古生代，

如 K-Ar 全岩年龄为 916.6Ma（新疆地质矿产局，1982）、817.43Ma（王东安等，1989），Nd 模式年龄为 700～900Ma（潘裕生等，1994），Rb-Sr 全岩年龄为 359±40Ma（姜春发等，1992）。2003 年肖序常等又获得与蛇绿岩共生的石英辉长岩的锆石 U-Pb 年龄为 510±4Ma。下部超镁铁质岩的数据有：丁道桂等（1996）的 Sm-Nd 年龄为 651±53Ma；李永安等（1994）的 Rb-Sr 年龄为 860.5Ma；李向东（1994）K-Ar 年龄为 1661.9Ma。

1998 年周辉等在玄武岩的硅质岩夹层中分离出放射虫，时代为早古生代晚期（O_3-S）；方爱民等（2000）在库地西北一些克沟内的依沙克群复理石层中发现早古生代和泥盆纪-石炭纪放射虫，但两者为断层接触。所以库地蛇绿岩的时代从年龄和化石两方面目前可以认为在新元古代-早古生代，含放射虫的晚古生代地层可能是蛇绿岩的上覆地层。其玄武岩为 MORB 型，伴生闪长岩、花岗岩具岛弧型或活动大陆边缘特征（许荣华，1994；邓万明，1995），应与新元古代至早古生代的俯冲消减作用有关。

2. 盖孜-乌依塔格蛇绿岩带

出露于乌依塔格、昆盖山至塔仑一带的早石炭世沉积为枕状玄武岩夹放射虫硅质岩和灰岩，这就是一般所讲的盖孜-乌依塔格蛇绿岩；中石炭统下部为碎屑岩，上部为中酸性火山熔岩；上石炭统为基性火山岩夹海相灰岩。从早石炭世至晚石炭世，火山岩有拉斑玄武岩系列→钙碱性系列→碱性系列演化的趋势。

玄武岩的 Pb-Pb 年龄为 343Ma（新疆二区调，1994），邓万明等（2000）对盖孜-乌依塔格蛇绿岩研究后也指出，这里存在低钾拉斑玄武岩和钙质玄武岩两类不同特征的岩石，可能反映了构造环境的改变，应是一个沿西昆北发育的石炭纪窄洋盆。库地以东的苏巴什蛇绿岩，据于田-伯力克幅 1∶25 万区测报告，蛇绿岩就位于石炭-二叠系中，可能与盖孜-乌依塔格具有类似的性质。

3. 麻扎-康西瓦断裂

麻扎-康西瓦断裂是西昆仑与喀喇昆仑的分界断裂，其构造特征目前尚不十分清楚。蛇绿混杂岩的线索有下列几处：在麻扎东北 10km 左右的北沟中，有一套枕状熔岩和辉绿-辉长岩组合，产于二叠-三叠系（原划志留系，李向东等经对比将其归入三叠系）变质片岩中，后者原岩可能是一套中基性凝灰岩、火山岩夹砂泥质岩、泥质灰岩等，具复理石韵律，为强烈片理化的绿片岩相岩石；其中火山岩的岩石化学特征属洋中脊玄武岩（丁道桂，1996），因未见蛇绿岩的下部组分（超镁铁质岩），肖序常等（2004）认为其可能属于夭折的洋盆，是古特提斯洋盆中的裂陷槽。关于滑塌堆积的报道有多处，在麻扎北赛力亚克达坂一带见石炭纪-二叠纪灰岩岩块滑塌混杂于三叠系复理石层中，李向东等（1994）将它们东延与巴颜喀拉、阿尼玛卿一带的类似现象对比。据肖序常等（2004）报道，在麻扎东新藏公路阿克阿特达坂绿片岩中经探针测试，发现 Winchite 矿物（透闪蓝闪石或蓝透闪石），预示沿麻扎-康西瓦断裂可能存在高压低温变质。

在康西瓦一带约 50km 范围内，许志琴等（2004）报道发现加里东期孔兹岩，孔兹岩系（kondalite series）一直被认为是地壳早期发育的富铝高级变质杂岩，由普遍含夕线石、石榴子石等富铝矿物的表壳岩石和钾质花岗岩组成，有时伴有麻粒岩。康西瓦孔兹岩以富铝片麻岩为主，包括夕线石榴片麻岩类、辉闪石榴片麻岩类和镁橄榄石大理岩类；形成温度 700℃、压力 6.8GPa，年龄 425～445Ma，遭受 210～250Ma 的强烈剪切应变。这就把康西瓦断裂的活动历史向前提升到加里东期。

因被阿尔金断裂截切，康西瓦断裂东延不大确定。一是与东昆南断裂对应，戴传国等（2002）在木孜塔格西、阿克塔格南的黄羊沟地区发现蛇绿混杂岩带，产出在石炭-二叠系深水相沉积层中；另一个可能是与西金乌兰-金沙江带相连，与其也有一些可比性，蛇绿岩都以上部组合为主，下部岩石出露很少或没有；由于孔兹岩的发现，许志琴等（2004）主张应与南阿尔金超高压变质带对比。

4. 中酸性岩带

中酸性火山岩及侵入岩是板块俯冲-碰撞的重要记录，先后有不少人提出，西昆南呈现为一个晚古生代-印支期的火山岛弧带和花岗岩活动带，大致与上述构造单元划分相符。但目前全面系统的研究资料还欠缺，下面一些研究成果可为区域分析提供一些信息。

西昆仑分布着北、南两条中酸性侵入岩带，北带位于乌依塔格-库地-苏巴什南侧，形成于加里东期（许荣华等，1994；姜耀辉等，1999）；南带位于麻扎-康西瓦缝合带北侧，是一条I-A型花岗岩带，并以A型花岗岩为主体。I型形成于海西期，年龄274～278Ma（汪玉珍等，1987）；A型花岗岩形成于印支期，年龄228Ma（姜春发等，1992）。A型花岗岩相对富碱、LREE、Y、Nb、Zr，贫Al、Mg、Ca、Ba、Sr及过渡族元素，又以SiO_2含量范围宽（66%～77%）为其显著特征，地球化学特征显示属A_2型，形成于造山晚期相对稳定的拉张环境，是在岩石圈拆沉过程中侵位的。姜耀辉等（2001）又进一步将西昆仑花岗岩划分为五个系列，从新元古代至喜马拉雅期分为11个时代。五个系列是：低钾拉斑玄武岩系列（M型）、钙碱性系列（S型）、高钾钙碱性系列（I型——钙碱性到高钾钙碱性系列）、碱性系列（A型）和钾云岩（shoshonitic）（SH）系列。SH系列花岗岩在化学成分上表现为来源于钙碱性-碱性系列，但又区别于I型和A型；矿物成分有其特殊性，主要由正长石、斜长石、石英、黑云母、透辉石和浅闪石（achromaite）组成，斜长石为奥长石系列，黑云母为镁铝云母（eastonite）。

8.6.3 构造演化

1. 西昆仑

1）早古生代

因西昆仑隆起带（西昆南）上的蓟县系富含叠层石，类似于塔里木板块的基底，新元古代-早古生代库地蛇绿岩分布局限，所以新元古代-早古生代时期塔西南缘地区可能为一个局限洋盆环境（或称多岛洋，肖序常，2003）。虽然这一时期的洋盆性质还缺乏足够证据，但加里东运动中的板块俯冲-碰撞在塔西南地区确实存在许多方面的构造遗迹。首先表现在北侧俯冲带前缘发育了晚泥盆世磨拉石前陆盆地（奇自拉夫组），是一套冲积扇到辫状河砾岩沉积，最大厚度可达4000～10000m，普遍不整合于下伏地层之上，并与上覆下石炭统细碎屑岩-碳酸盐岩沉积过渡；同时，引起塔里木板块边缘从S-D_2隆起，大部缺失这一时期的沉积；其次，在于田一带，在前石炭系中普遍发育逆冲推覆构造（图8-28），表明泥盆系沉积与冲断带前缘的挠曲变形相关。此外，罗金海等（2007）在皮山县桑株水库东岸原划为元古界的浅变质岩中发现了晚泥盆世标准化石斜方薄皮木（*Leptophoeum rhombicum*），从而把浅变质岩的时代厘定为晚泥盆世，并且认为晚泥盆世浅变质岩的形成过程应该与当时前陆盆地环境下的动力变质作用有关。

图 8-27　西昆仑地质构造略图（据新疆地质图、大地构造图编绘，新疆地矿局，2004）

地名：①乌依塔格；②塔什库尔干；③库地；④库尔浪；⑤麻扎；⑥康西瓦；⑦大红柳滩。缝合带与断裂构造带：H_1. 西昆北板内俯冲带（奥依塔格-库地-苏巴什板内俯冲带）；H_2. 西昆南板块缝合带（麻扎-康西瓦）；H_3. 喀喇昆仑板内俯冲带。Ⅰ. 西昆北；Ⅱ. 西昆南；Ⅲ. 喀喇昆仑

图 8-28　塔里木盆地塘北逆冲推覆构造

（塔里木油田，2000）

此外，西昆南钙碱性火山岩-侵入岩发育的岛弧活动带的形成应与加里东期的板块俯冲-消减作用有关。据马瑞士研究，库地南的侵入岩主要是钙碱性花岗闪长岩和黑云二长花岗岩、黑云母钾长花岗岩，花岗岩年龄为 445～480Ma。在库地洋以北（北昆仑），沿克里阳达坂至于

田普鲁还存在一条花岗闪长岩活动带，其U-Pb年龄为452±7～445Ma（许荣华，1990），策勒县牙门西斜长花岗岩年龄为445.4Ma（黑云母，K-Ar，新疆一区调，1985）。

2）晚古生代

早石炭世时，受北帕米尔洋盆张开的影响，西昆北带再次扩张形成西侧乌依塔格含蛇绿岩的洋盆和东侧他龙-库尔浪不含蛇绿岩洋盆，后期因洋盆的关闭形成西昆仑广泛分布的海西期花岗闪长岩-二长花岗岩和西昆南二叠纪火山弧，后者主要为钙碱性安山岩、英安岩及火山碎屑岩建造。受其影响，塔西南盆地在泥盆系基底之上持续拗陷，形成厚达2万m的裂谷外缘深拗陷盆地（图7-28）并不断向外扩展，至晚二叠世时逐渐萎缩而局限于西昆北山前地带。

乌依塔格洋的性质也有争议，但从火山岩演化序列、地球化学性质及古地理状况综合分析，这条火山岩带更像是一个陆缘之上的裂谷而不是广阔大洋。首先，在这条火山岩带的一些典型剖面上，火山岩演化序列类似裂谷层序，从溢流玄武岩组合（C_1）-中酸性火山岩到火山碎屑岩组合（C_2-P_1）-碱性火山碎屑岩组合（P_2）。其沉积相带展布也类似于裂谷盆地，在库地南北一线，可划分出裂谷轴（火山活动带）、裂谷北缘断陷盆地（库尔浪）和裂谷南缘断陷盆地（恰尔隆），再向外还有裂谷外缘断陷盆地（库山河-齐姆根前缘，这是一个富含烃源岩的石炭纪盆地）。这种近似对称的岩相带展布只可能为裂谷环境，不会是性质差异甚大的两个板块边缘的拼合。

2. 喀喇昆仑

喀喇昆仑基底由阿克赛钦、乔格里两个前寒武纪地块组成，中元古界具稳定沉积特征，寒武-奥陶纪为典型盖层沉积，志留纪时期其北缘已具活动陆缘特征。晚古生代至中生代有化石证据的复理石楔有三套：晚石炭世、早二叠世及中晚三叠世，早期仅限于北部边缘，三叠纪时时影响到阿克赛钦以南的林济塘带。复理石均遭受轻变质和强烈的褶皱变形，其强度由北向南减弱，这里可能有多次俯冲-碰撞作用发生，时代从晚石炭世至晚三叠 世，主要一期为三叠纪末，复理石变质变形期也主要在这一时期。

西昆仑南缘为印支期I-S型花岗岩活动带，同时在赛力亚克达坂至阿克阿特达坂一带存在三叠纪混杂堆积。后者基质为三叠系钙质砂岩、粉砂岩，其中含中晚三叠世正海扇化石；岩块有含珊瑚化石的石炭系灰岩岩块和含蜓的二叠系灰岩及安山-英安岩岩块；岩块从数十厘米至数米，甚至达数千米厚，均被破碎带或剪切带分割（陈哲夫等，1997）。在赛力亚克达坂西侧，混杂岩中见斜辉橄榄岩夹纯橄榄岩岩块（王玉珍，1994）；同时在喀喇昆仑地区发育数千米厚的复理石建造，这都表明沿康西瓦断裂的板块俯冲-碰撞主要发生在印支旋回时期，是喀喇昆仑活动陆缘向北俯冲到西昆仑之下，引起西昆仑乃至整个塔西南抬升，从而使后者大部缺失三叠系沉积。

侏罗纪-白垩纪时期，喀喇昆仑为班公湖洋盆北部被动陆缘，在阿克赛钦南缘有侏罗纪-早白垩世碳酸盐岩和滨浅海碎屑岩沉积，并发育宽缓的短轴褶皱变形，上白垩统不整合其上，后者为红色砂砾岩与膏盐沉积。由于受帕米尔洋盆活动的影响，古近纪尚有短暂的海侵。

由于印度次大陆的向北俯冲-碰撞，古近纪-新近纪时发育一系列大型向北推覆构造，昆盖山脊见中元古代变质岩逆覆于石炭系火山岩之上；山前见石炭-二叠系逆覆于侏罗-白垩系或古

近系-新近系之上，同时造成中新生界一致向北倒转。

肖序常等（2004）根据深地震反射剖面和天然地震测深剖面资料提出，西昆仑新生代以来陆-陆碰撞造山带的形成主要是岩石圈“面对面”水平挤压，及不同方式的拆沉作用，从而导致软流圈上涌的热效应和壳幔混染交代的碱质火山岩（富钾橄榄玄粗岩和粗安岩）的喷溢，不存在长距离的板块向西昆仑之下的俯冲下插。李永安等（1995）的资料也提出，自白垩纪以来塔里木板块主要是向北运动，对青藏高原向北的强大挤压力只起到阻挡作用。

第 9 章　大扬子板块与华南造山带

9.1　概　　述

9.1.1　基本特征

我国秦岭以南地区通常划分为扬子板块和华南加里东褶皱带（或华南板块，或华夏板块）两部分。从板块构造角度，中南秦岭-大别、松潘-甘孜和右江-南盘江地区分别都是扬子板块北

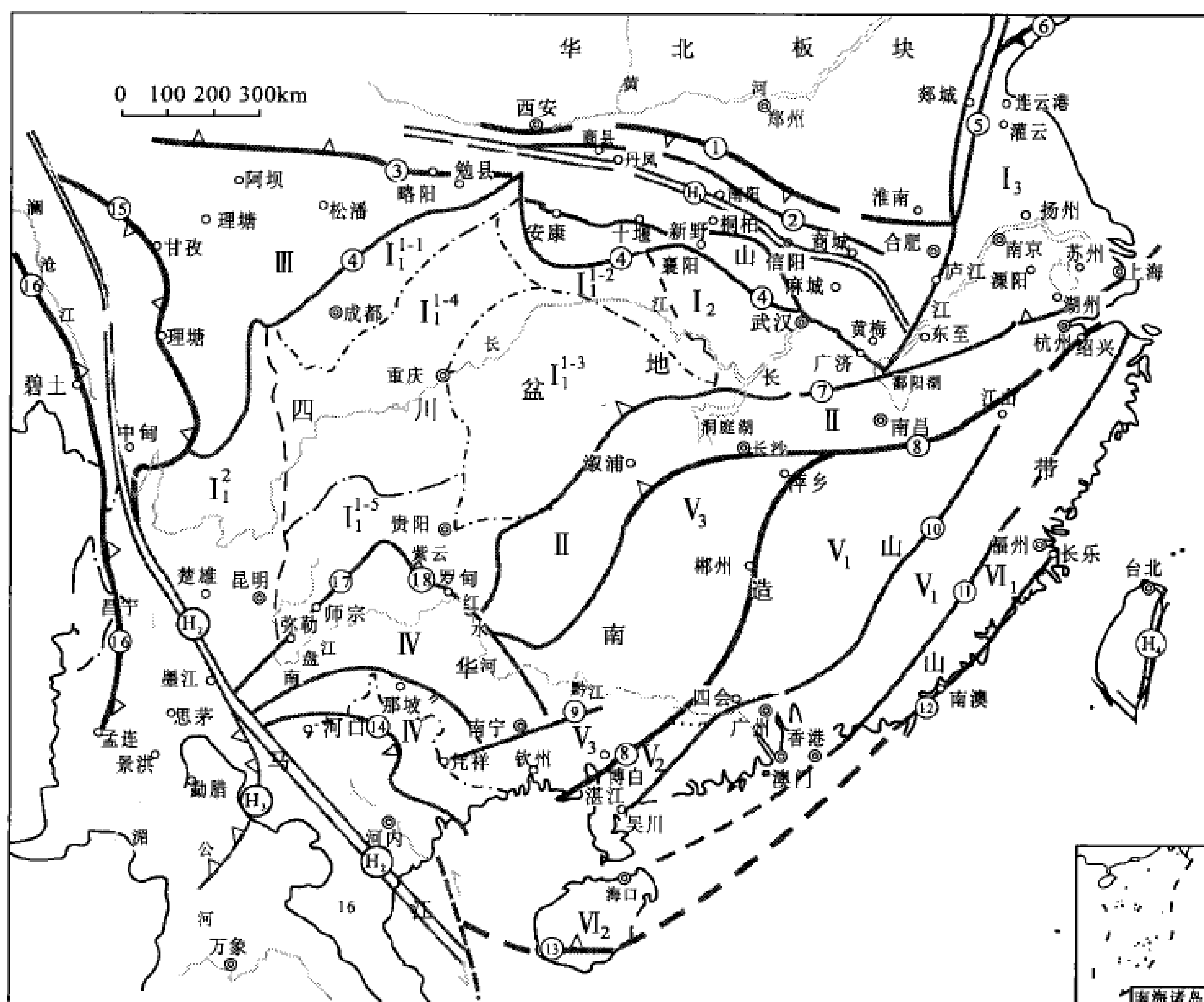


图 9-1　华南板块构造区划图

板块缝合线或缝合带：H_1. 商县-丹凤-舒城；H_2. 金沙江-马江；H_3. 李仙江-奠边府（越南）；H_4. 台湾纵谷。陆内俯冲带及主要断裂：①洛南-栾川-明港；②瓦穴子-乔端-毛集；③康-略-勉；④龙门山-城口-房县-襄阳-广济；⑤郯城-庐江；⑥苏-鲁；⑦歙县-九江；⑧绍兴-江山-萍乡-郴州-博白-北海；⑨凭祥-大黎；⑩吴川-四会-赣江；⑪大埔-海丰；⑫长乐-南澳；⑬南陵；⑭Phu-Ngu；⑮甘孜-理塘；⑯怒江-昌宁-孟连；⑰师宗-弥勒；⑱垭都-紫云-罗甸-南丹。构造单元：Ⅰ. 扬子板块：$Ⅰ_1$. 上扬子台块和四川盆地（$Ⅰ_1^1$. 四川盆地；$Ⅰ_1^2$. 康滇隆起与楚雄盆地）；$Ⅰ_2$. 中扬子台块与江汉盆地；$Ⅰ_3$. 下扬子台块与苏北盆。Ⅱ. 江南隆起。Ⅲ. 松潘-甘孜被动陆缘造山带；Ⅳ. 右江-南盘江被动陆缘造山带；Ⅴ. 华南加里东被动陆缘造山带（$Ⅴ_1$. 闽西-赣中-粤北；$Ⅴ_2$. 云开大山；$Ⅴ_3$. 钦防-湘中南）；Ⅵ. 浙闽-琼中海西-印支造山带（$Ⅵ_1$. 浙闽海西-印支变形带；$Ⅵ_2$. 琼中海西-印支变形带与琼南地块）

部、西部和西南部被动陆缘，均应归入大扬子板块的范畴。根据新近研究成果，华夏地区的江南古陆与华南褶皱带也是新元古代形成的扬子板块东南部被动陆缘，前者为隆起带，后者为加里东褶皱带。这就是所谓的大扬子板块，其北界在商丹-信阳-商城缝合带，西界和南界在金沙江-越南马江缝合带，狭义的扬子板块实际上只是板块核心的克拉通地块（图 9-1）。

大扬子板块的古陆核（上-下扬子台块）稳定于古中元古代，新元古代-早震旦世时期其内侧发育被动陆缘拗陷盆地，外侧则为被动陆缘裂谷盆地，晚震旦世时期普遍有冰碛和碳酸盐岩盖层发育。古生代始，古陆周边均处于强烈伸展裂陷状态，并先后于加里东和海西-印支期褶皱隆起，形成加里东（华南）、海西-印支（中南秦岭、浙闽-海南）或印支（松潘-甘孜、右江-南盘江）造山带，这些造山带的共同特征是：沉积厚度大；变形强烈，但多为断续或过渡型褶皱；无同期普遍的火山活动；除云开隆起外，多变质轻微或无变质，与陆缘造山带明显不同。同时具有由内而外渐次推进的特点，如华南加里东褶皱带隆起后，海西-印支期才向外推进到浙闽地区。

9.1.2 壳幔结构

本区岩石圈结构自内陆向大洋方向作规律变化。华南大陆地壳波速较大，平均为 6.3km/s，地震活动性小，平均热流值低；根据现今各种地球物理场资料显示，存在龙门山、武陵山、萍乡-郴州、东南沿海和台东五条 NNE-NS 向深层构造带。全区 Moho 面平缓，地壳自西向东变薄，上扬子区为 40～45km，江南区为 36～40km，南华区为 29～31km，东海区为 24～26km，南海中央海盆为 8～9km；但台中为 31～35km、台东为 26km，绿岛以东为 12km。壳中断续出现高导低速层，主要发育于下地壳上部或上、下地壳之间，可能是构造拆离、岩石局部熔融的反映。上地幔物质不均匀，地幔的硬体部分电阻率由西向东降低，反映其硬化程度西高东低，且在闽东地区显著布丁化；另据地震层析资料（刘福田，1997）显示，台湾至闽东有一条幔内楔形低速带，前缘抵武夷山东侧，可能是库拉-太平洋板块的俯冲带。软流圈顶面在华南西部地区较深（180km±），东部较浅（80km±）。扬子基底为两层结构，下部为灰色片麻岩、科马提岩，为低黏度、低亏损原始地幔型；中上地壳是以中新元古代花岗绿岩为代表的亏损地幔型。武夷山段地壳中下层地壳厚，由麻粒岩-角闪岩-变粒岩组成，几乎无上地壳，壳下地幔为低速区。

9.2 中上扬子台块与四川、江汉盆地

9.2.1 上扬子台块（图 9-1，I_1）

台块深层为略呈菱形的基底岩块，上层为四川中-新生代菱形拗陷盆地，周围被由盖层组成的弧形褶皱所环绕，是华南板块的稳定核心。

以川中隆起（龙泉山断裂与华蓥山断裂间）为核心，周边为前陆或山前拗陷。据核心部分的航磁资料（图 9-2）反映，其基底由太古宙至古元古宙的中基性杂岩构成；西部与东部拗陷的基底则由弱磁或无磁性的沉积变质岩系组成，可能为中新元古界。川中隆起普遍缺失泥盆系和石炭系，核部的二叠系常与下奥陶统或寒武系呈平行不整合接触，故表现为一个中央古生代隆起，两侧为古生代拗陷。早三叠世晚期，以龙泉山、华蓥山断裂为中心逐步形成水下高地，发育蒸发岩建造；中三叠世时两个水下高地进一步发展，周边古陆扩大，海盆逐渐封闭；至晚三叠世晚期，海水退出，开始内陆湖盆的发育。上三叠统至第四系的红色碎屑岩建造西厚东

薄。盖层褶皱与印支期、燕山期、喜马拉雅期构造运动关系密切。

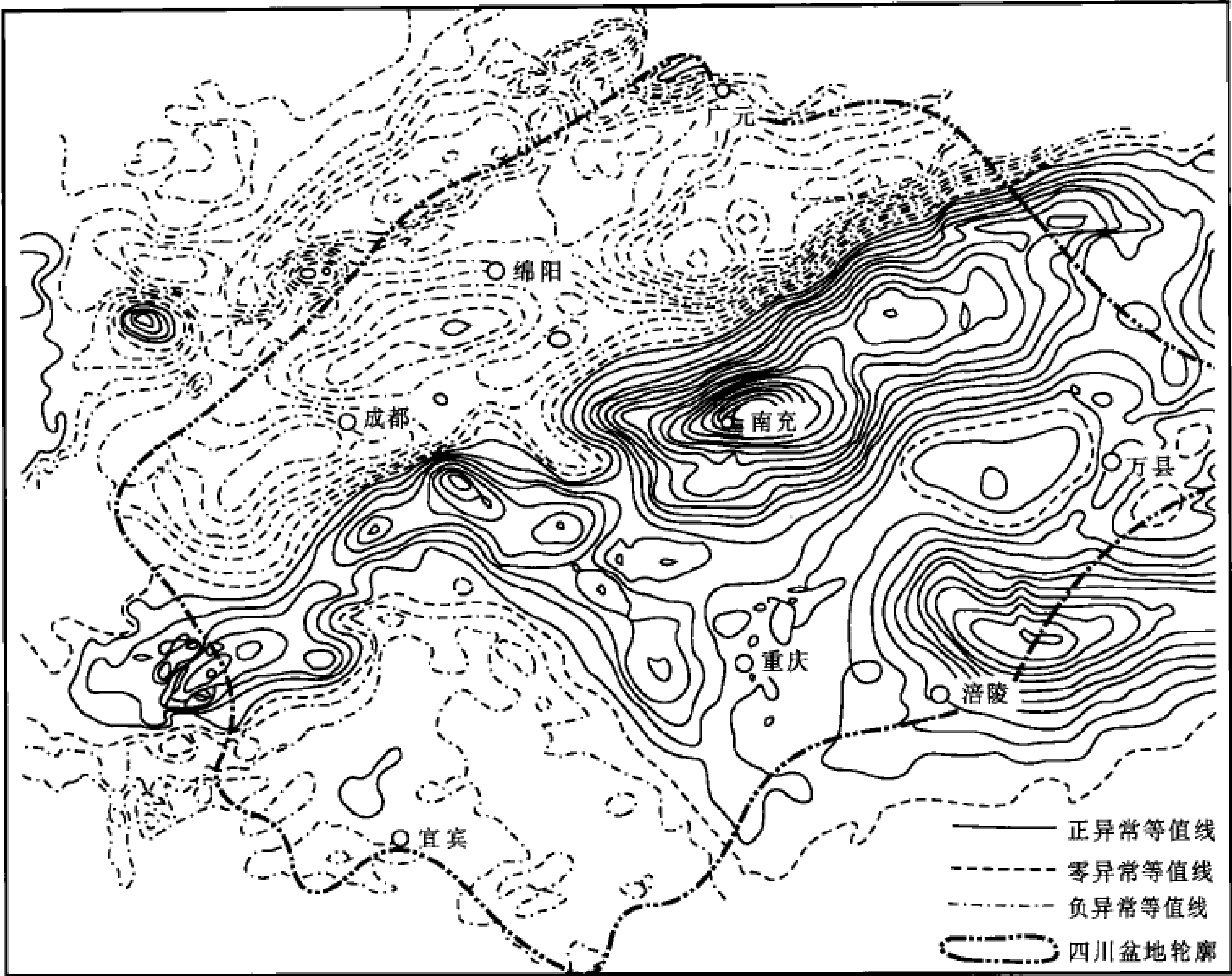


图 9-2　四川盆地原始航磁异常等值线图（间距 25nT）
（张家声等，2000）

1. 基底构造

图 9-2 为四川盆地及其周边地区上延 40km 航磁等值线图，明显分为川鄂强磁异常区，ΔT 值为＋250～＋450nT；川西北-康滇负磁场区，$\triangle T$ 值为－200～－50nT；黔东-湘西弱磁场区，由西向东，ΔT 为 0～±50nT（地矿部航空物探遥感中心，1989）。延拓处理表明，其中川鄂强磁异常源层深，应是中下地壳的反映；川西北-康滇负磁场磁源层浅，应是中上地壳的磁性特征，如其中的德阳正异常上延 10km 后即变为－20nT；黔东-湘西地区，延拓计算中异常衰减幅度小，说明磁源层深，且厚度和规模可能较小。

在布格重力异常图上，盆地部分为平稳重力场（$-125\times10^{-5}\sim-75\times10^{-5}\,m/s^2$），东西两侧为两个重力梯度带，北缘为大巴山近东西向重力低。西缘重力梯度带位于绵阳-马尔康之间，宽 150km，由东向西为$-350\times10^{-5}\sim-140\times10^{-5}\,m/s^2$；东带位于大庸-黔江间，宽 80～120km，由东向西为$-100\times10^{-5}\sim-40\times10^{-5}\,m/s^2$。重力场的区域特征与地壳厚度有关，由东向西，异常由雪峰山的$-62\times10^{-5}\,m/s^2$ 经川中的$-92\times10^{-5}\,m/s^2$ 变化到松潘的$-249\times10^{-5}\,m/s^2$，地壳厚度相应从 40km 增大到 42～44km 直到 63km，而与地壳平均密度的变化（2.78～2.81t/m^3）关系不大，这说明均衡面主要是 Moho 面。但地幔隆起处地幔岩石圈密度

大（雪峰-川中，平均 3.36t/m³），地幔拗陷处密度小（松潘 3.3t/m³，王懋基，1989），反映软流圈顶面也起着一定的补偿作用。不过二者的补偿方式不同，后者主要表现为密度补偿。软流圈顶面从雪峰山（松桃-秀山 130～150km）经川东起伏变异带（武隆 80km，重庆 140km）到川西（三台 90km），总的趋势由东向西逐渐升高，雪峰重力梯度带位于这一斜面东侧的下凹处；过龙门山后，软流圈顶面急剧下降（龙门山以西达 150km），这是松潘重力梯度带的位置。大地热流量的变化与布格异常呈负相关关系而与软流圈顶面起伏一致，也表现为四川盆地最高（平均 50.93mW/m²，川西拗陷 48.51mW/m²，川中隆起 68.83mW/m²），向东缓慢下降（湘西 48.05mW/m²），向西急剧下降（甘孜-阿坝 38.23mW/m²）；除川中外均表现为热壳冷幔，$Q_{壳}/Q_{幔}$值川中为 0.9±，甘孜-阿坝约为 4，川西约为 2.6，湘西约为 2。

据大地电磁测深资料显示，四川盆地及其邻区，在深 20km 的下地壳顶部均存在一个0～6km 的低速层，而且虽然地表地形高差可达 4000m，但上地壳厚度均保持在 20km 左右，可见壳内低速层也起着均衡调节作用。这里 Moho 面厚度为 2～3km，郭正吾等（1990）将其称为壳幔过渡层，但这样薄的 Moho 面表明是一种化学界面，可能是基性麻粒岩与橄榄岩的薄互层，不会是一种相变界面。四川盆地的岩石圈厚度为 85～140km，这里软流圈很薄，毛恩桐等（1986）甚至认为无软流圈，结合这里 Moho 面薄，上下地壳分异明显和热壳冷幔等特征，表明盆地岩石圈为固结硬化程度高的克拉通型岩石圈。古生代台盆受软流圈顶面起伏控制，中-新生代盆地与 Moho 面起伏一致，岩石圈均衡作用与两大重力梯度带的形成是两种因素的综合反映，应该是中-新生代构造变动的表现，控制着盆地沉积层变形和热演化。

2. 构造沉积演化

由于基底的差异活动，盖层构造的总特点是活动性强，海水时进时退，最大一次海退发生在中晚志留世至石炭纪，最大一次海进发生在二叠纪至早中三叠世；中生代在前陆拗陷的总背景下，又被早侏罗世的中心式拗陷所中断，后者拗陷中心多变，表现为强烈拗陷时间仅出现在构造带隆起的高峰期，拗陷时间短，是壳幔体制调节快的表现；构造变动的强烈程度和起始时间在盆地周边因地而异，这都显示基底差异活动比较强。盆地的稳定性主要表现在：主体从震旦纪至早中三叠世为一西高东低的克拉通台盆，四周与被动陆缘盆地过渡（二者的界限难以划分，过去所称的台褶带相当于被动陆缘盆地），台盆中主要发育碎屑岩、碳酸盐岩等台地相或陆表海相沉积。

早震旦世早期的上扬子地区大部分为陆，四周是被动陆缘环境，西部和北部裂谷发育，有厚层（2000～3000m）火山沉积形成（苏雄组、开建桥组、陨西群），东缘和南缘为河流相-滨浅海相碎屑岩沉积（澄江组、莲沱组、马槽园组）。早震旦世晚期的南沱组冰碛由中部向四周增厚，由大陆冰川沉积变为冰水、冰海沉积，与早期的古构造环境类似；在上扬子和中国西北大部分地方都接受了晚震旦世的下部碎屑岩（陡山沱组）和上部白云质碳酸盐岩（灯影组）的沉积（图 9-3，图 9-4，表 1-5），海侵自东向西，表现为一种厚度、岩相均一的陆表海环境。

寒武纪时期总的表现为川中逐渐隆起而向四周伸展减薄，这一环境直至中晚志留世上扬子台地主体全部隆起，而四周则强烈沉陷。尤以南秦岭、龙门山地区最为明显，前者的寒武-奥陶系二道桥组、志留系梅子垭组可厚达上万米，后者的志留系茂县群可厚 2000～4500m；地块西部则是一些被众多水下隆起分割的薄层台地相环境。总的表现为周边为被动陆缘盆地，内部为台地型盆地（图 9-4）。

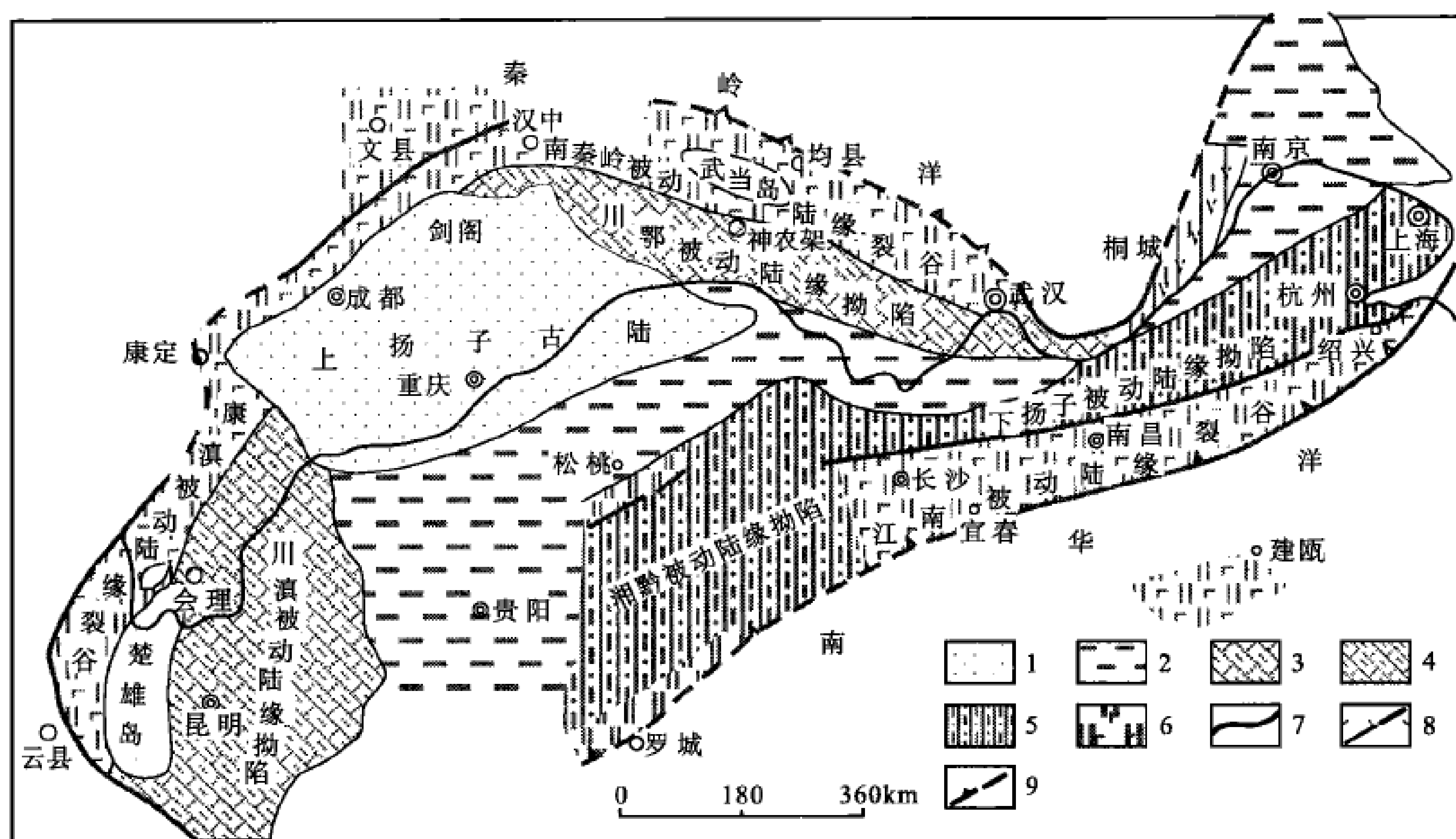


图 9-3　华南震旦纪古地理图（刘本培等，1996）

1. 滨浅海碳酸盐岩沉积为主；2. 滨浅海碎屑岩及碳酸盐岩沉积；3. 海相泥质沉积；4. 浅海-半深海砂泥质及钙泥质、硅质沉积；5. 半深海-深海含火山物质沉积；6. 火山盆地；7. 盆地边界；8. 断层；9. 消减带

泥盆纪-石炭纪时期大致继承了中晚志留世古地理特征，沉积只局限于陆缘地区（主要在东缘和南缘，其次为北缘），从早泥盆世的滨浅海相碎屑岩到中晚泥盆世台地相云灰岩。石炭纪海侵有所扩大，早石炭世为滨海相灰泥岩、砂页岩，中晚石炭世以台地相灰岩、生物灰岩沉积为主。二叠纪期间，沿金沙江的板块会聚使上扬子地区率先稳定，主要表现为盆地面积扩大，早二叠世早期至中期（栖霞期至茅口早期）整个上扬子地区均发育了下部河湖沼泽和滨海沼泽至上部浅海台地相灰岩沉积；早二叠世晚期（茅口中晚期）至晚二叠世早期（龙潭期），伴随着攀西裂谷活动，块断活动强烈，沉积以海陆交互相煤系地层为主；晚二叠世晚期是一次广泛海侵，普遍被开阔台地相碳酸盐岩覆盖，相带受台凹和台隆控制。早中三叠世时期台盆继续扩大，沉积主要受两个主要物源区康滇古陆、雪峰古陆控制，早三叠世的物源区主要在康滇古陆，由西向东为河流相→滨海相→局限台地相-台地边缘相；中三叠世因雪峰古陆亦强烈上升，滨海相沉积位于盆地东西两侧，盆地主体主要为局限台地或闭塞台地相沉积，为水流不畅的咸化海盆，以白云岩、膏盐层的发育为特征（图 9-4）。

晚三叠世早期的浅海相和海陆交互相含煤沉积仅局限于龙门山前，晚期的陆相沉积则向东扩展到川东地区，地层西厚东薄不断向东超覆。三叠纪之后，上扬子地区都转变为陆内沉积盆地发育时期，盆地的发育可分为三个阶段，第一阶段，中心式拗陷盆地阶段（早侏罗世-中侏罗世早期，拗陷中心位于绵阳-达县间），这一阶段沉积与沉降中心一致，相带呈环形展布，中心为厚 600～1000m 的浅湖相-半深湖相，是重要的生油层系，外侧从滨湖至河流相；由于中侏罗世中期区域上升导致以河流相沉积为主，总的表现为克拉通内碟形拗陷盆地的特征。中侏罗世晚期至始新世的沉积特点是：沉积厚度大（残留厚度 4000～6000m）、沉降中心与物源方

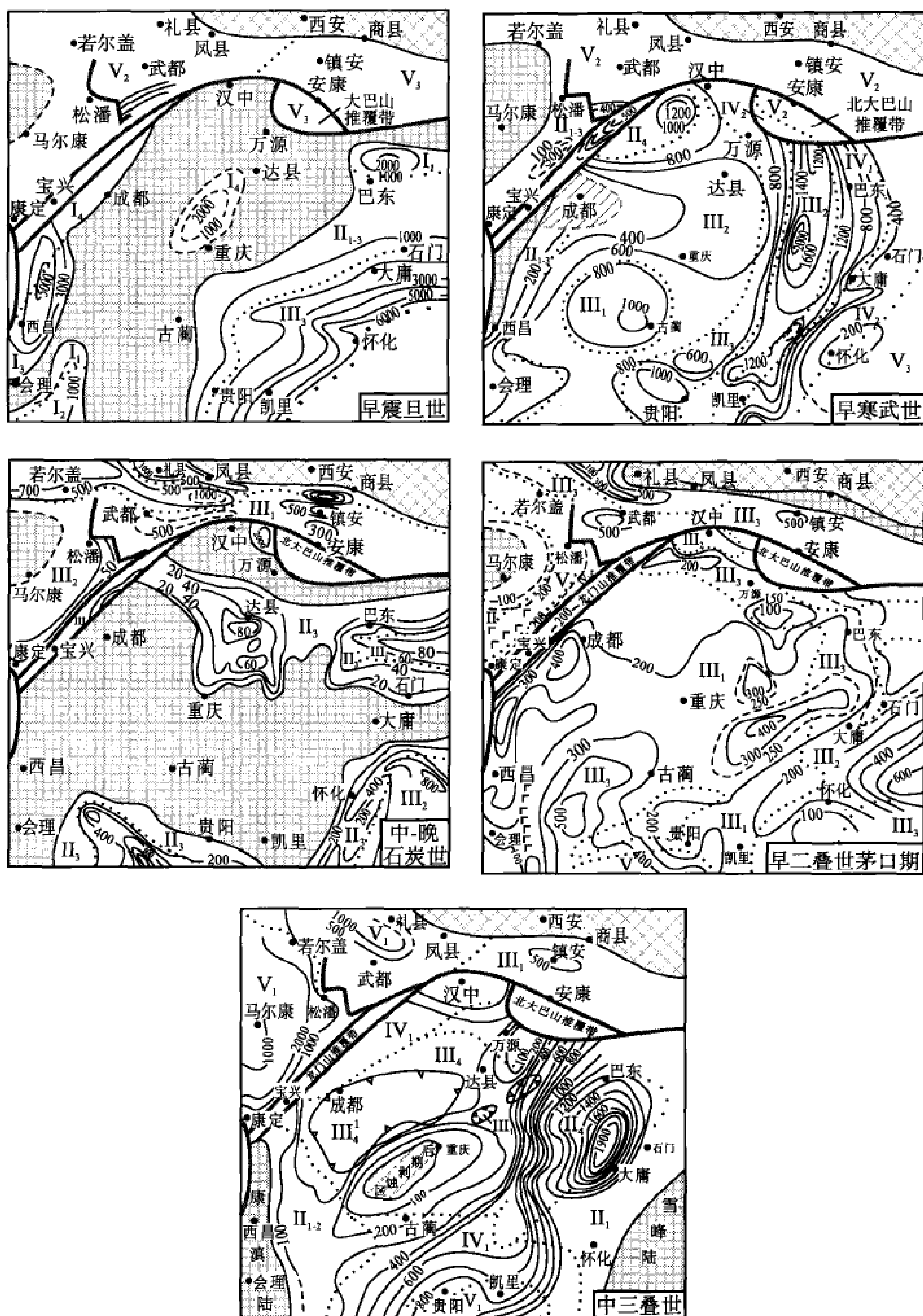


图 9-4　四川盆地震旦纪至早-中三叠世岩相古地理图

（郭正吾等，1996；罗志立等，2000 资料编绘）

I_{1-2}. 冲积相、河流相；I_{3-4}. 火山喷发相、河流相；II_{1-3}. 滨海碎屑岩-灰岩坪；II_4. 闭塞台地相；III_1. 局限台地相；III_2. 开阔台地相；III_3. 台盆相；III_4. 闭塞台地相；IV_1. 台地边缘相；IV_2. 台地边缘斜坡相；V_1. 浅水盆地相；V_2. 深水盆地相；V_3. 深海火山喷发相等值线为沉积等厚线（单位：m）

向多变、拗陷中心位于山前地带、粒度粗（以河流相、泛滥平原相和河泛湖相砂泥岩为主)。拗陷中心：中侏罗世沙溪庙期在北大巴山前缘的万源东西一线，晚侏罗世蓬莱镇期位于龙门山前，早白垩世在汉南古陆和康滇古陆前缘，晚白垩世又位于龙门、康滇古陆和雪峰古陆山前。

烃源岩包括上震旦统灯影组局限台地相白云岩，下寒武统筇竹寺组暗色泥岩，下志留统龙马溪组暗色泥岩，二叠系茅口组和龙潭组台地相灰岩，中-下三叠统嘉陵江组、飞仙关组、上三叠统和下侏罗统的暗色泥岩及煤系地层。由于早-中三叠世以前古地形为西高东低，故烃源岩的发育东好西差；晚三叠世好的生烃条件在盆地西部，侏罗纪在盆地中部。

四川盆地全面隆起结束陆相沉积的时间在晚始新世，但构造完全定型时间在古近-新近纪末，表现为中更新统雅安砾岩层广泛不整合于下伏地层之上。印支和燕山期的构造变形在盆地不同部位有早有晚，龙门山前的变形开始于晚三叠世晚期，其北段前缘须家河组沉积中已出现背斜雏形（中坝构造)，下侏罗统与下伏地层广泛形成不整合接触；燕山旋回中龙门山冲断带不断向盆地中部推进，燕山晚期北段首先定型，南段则推迟到古近-新近纪末，后者最强烈的褶皱时间在古近、新近纪后期。川东的强烈褶皱在燕山晚期，上白垩统与下伏三叠系、侏罗系呈不整合接触；始新世晚期的构造变动在川西比较明显，形成康滇南北向隆起和盆内的峨眉山、大兴西等隆起；古近-新近纪间以 NNE 向构造为代表的褶皱主要分布于川东和川南，川东隔挡式褶皱主要形成于这一时间；古近-新近纪形成的 NW 或近 EW 向构造主要在川北大巴山前；古近-新近纪末的构造变动川西反映强烈。

3. 康滇隆起与楚雄盆地（图 9-1，I_1^2）

习惯所说的“康滇地轴”是一个 NS 向隆起带，为上扬子台块西部基底大面积出露地区。晋宁期褶皱回返后长期处于隆起状态，整个古生代仅北缘及东部接受少许沉积，至晚三叠世晚期才发生块断沉降。曾发生多期裂谷火山活动，早震旦世苏雄期为酸性喷发、澄江期为碱性长石花岗岩侵入；早晚-二叠世之间，沿隆起中部形成张性攀西镁铁岩带。其中元谋-绿汁江断裂控制了东西两侧基底的发育，西侧仅有古元古界结晶基底，东部则为大片出露的中元古界褶皱基底；古生代时东侧表现为向东降低的块断式沉陷，西部则相对隆起；早-中三叠世全面隆升，沉积缺失，晚三叠世沿地轴东西两侧发生断陷，其中西侧强烈，发育成中-新生代楚雄盆地。

楚雄盆地是奠基在滇西古陆上的中新生代断陷盆地。晚三叠世卡尼克期，于盆地西部的哀牢山山前拉张形成山前深海槽，海水自西进入，沉积了一套 2000 余米厚的黑色页岩与碳酸盐岩，并见重力流沉积；诺利克至瑞替克期整体下沉，水域扩大，南侧海峡开始关闭，演化为一个大型内陆湖盆，沉积了一套河流至半深湖的砂泥岩与煤系地层，沉积中心东移，厚达2000～4000m；侏罗纪-白垩纪，盆地继续扩大，广阔而宽缓，沉积一套红色砂泥岩与暗色泥灰岩建造（2000～5000m)，沉积中心则南移至盆地南半部；白垩纪晚期，盆地东部抬升，湖盆缩小，沉降中心迁移至盆地北部，形成一套蒸发岩建造；古近-新近纪时盆地全面抬升、褶皱、断裂，仅在山间断陷盆地内有砂泥岩含煤沉积。

盆地的演化可以分为四个阶段：加里东期主要为大陆架浅海环境，末期上升遭受剥蚀，仅其西部的丽江拗陷地层保留较全；海西-印支期间歇性地海侵，有发育不全的泥盆系至二叠系浅海碳酸盐岩、硅质页岩、基性火山岩。印支早、中期（T_{1-2}）地壳抬升，拉张块断明显，康滇隆起上古生界遭受剥蚀，并缺失下、中三叠统；印支晚期（T_3^{1-2}）沿康滇地轴西缘发生强烈拉张断陷，形成陆缘深海槽，沉积了云南驿及罗家大山期的泥质岩夹泥灰岩生油建造，厚度大于 3600m；罗家大山期末（T_3^3）海水向西退出，形成海陆过渡相含煤沉积，向东则相变为内

陆湖泊含煤沉积，并向古隆起上超覆。晚三叠世中晚期从断陷转为拗陷，遭受自 SE 向 NW 的冲断挤压，形成晚三叠世晚期内陆磨拉石沉积，早侏罗世转变为内陆湖泊红色砂泥岩沉积。中侏罗世-早白垩世，沉积中心向东迁移，沉积以陆相红层为主，间夹膏盐沉积，分布较广。晚白垩世至古-始新世，沉积范围显著向东北部、北部收缩，湖水咸化，红层中膏盐层发育。始新世末，盆地盖层全部褶皱、断裂抬升，结束了盆地发育历史。剥蚀后的残留盆地为一个西断东超，西深东浅的不对称构造盆地。

9.2.2 四川盆地（图 9-1，I_1^1）

四川盆地可划分为下列构造单元。

1. 川西前陆冲断带（图 9-1，I_1^{1-1}）

航磁 ΔT 总体为负异常，其上叠加德阳、广元等少数小规模正异常，这是由于基底埋藏较深（7～10km）和其组成中基性成分不占主要地位所致。古生代呈隆起状态，缺失中上寒武统至石炭系沉积，晚三叠世晚期强烈拗陷，为这一时期四川盆地的沉降中心。中-新生代处于挠曲变形的前锋，但内部沉积层变动强度不大（图 9-5）。

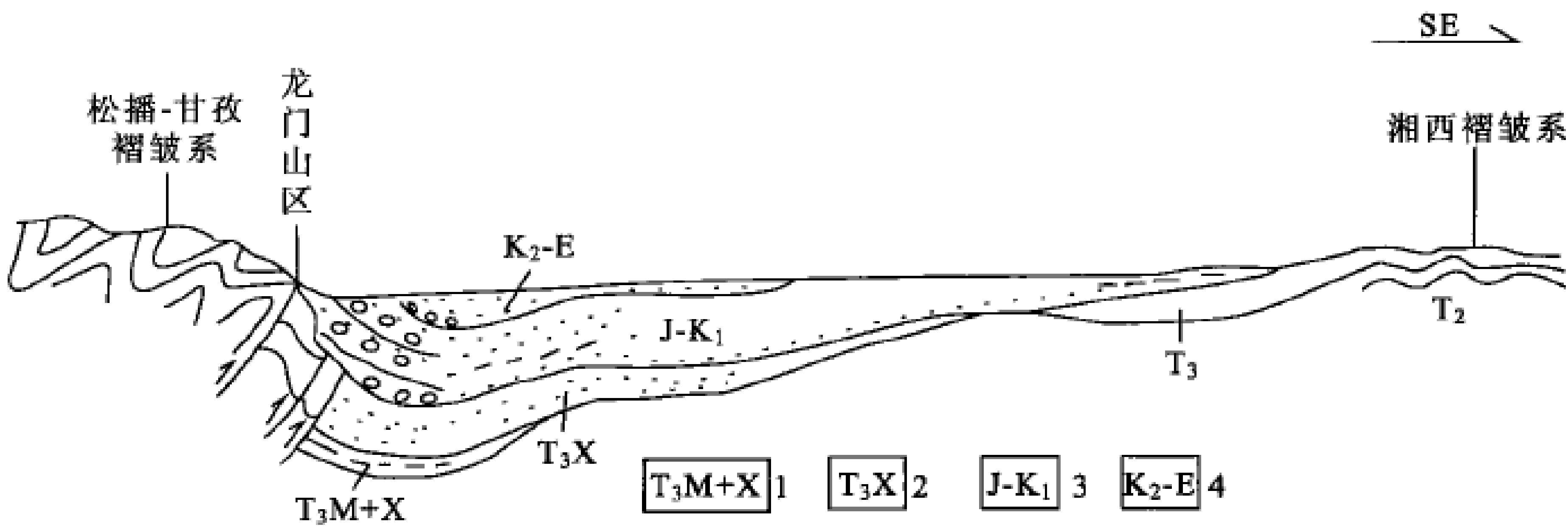


图 9-5　龙门山前陆盆地构造样式与地层格架

1. 上三叠统马鞍塘组-小塘子组；2. 上三叠统须家河组；3. 侏罗系-下白垩统；4. 上白垩统-古近-新近系

2. 川北前陆冲断推覆带（图 9-1，I_1^{1-2}）

川北冲断推覆带由西段的米仓山带和东段的大巴山带两部分组成。米仓山构造带是扬子北缘的一个东西向隆起，印支-燕山期也被卷入川北冲断推覆系，西段受龙门山 NE 向推覆系的影响发育 NE 向冲断推覆构造，东段受北大巴山构造带的影响往往南北向构造横跨在近东西向构造之上。

其中大巴山带由北向南又可划分为三个亚带：

（1）北大巴山冲断推覆带（图 9-6，Ⅰ）由巨厚的早古生代被动陆缘裂谷沉积组成；晚古生代沉积大部缺失，仅在镇巴县以东的高川、兴隆一带有上泥盆统和中石炭统海相地层呈角度不整合于寒武系之上。构造上主要表现为早期块断伸展（ϵ-D_2），后期反转（T_2）和冲断（T_2-T_1）（图 8-7）。

（2）南大巴山冲断推覆带（图 9-6，Ⅲ；图 8-2，$Ⅲ_4$）分布于城口-房县-襄樊断裂以南，与北大巴山带呈截切关系（前者走向 NW，后者则呈向南突出的弧形），又被徐家坝断裂、万源-巫溪断裂分割为北、中、南三个亚带。印支期褶皱隆升，燕山期继续发展。

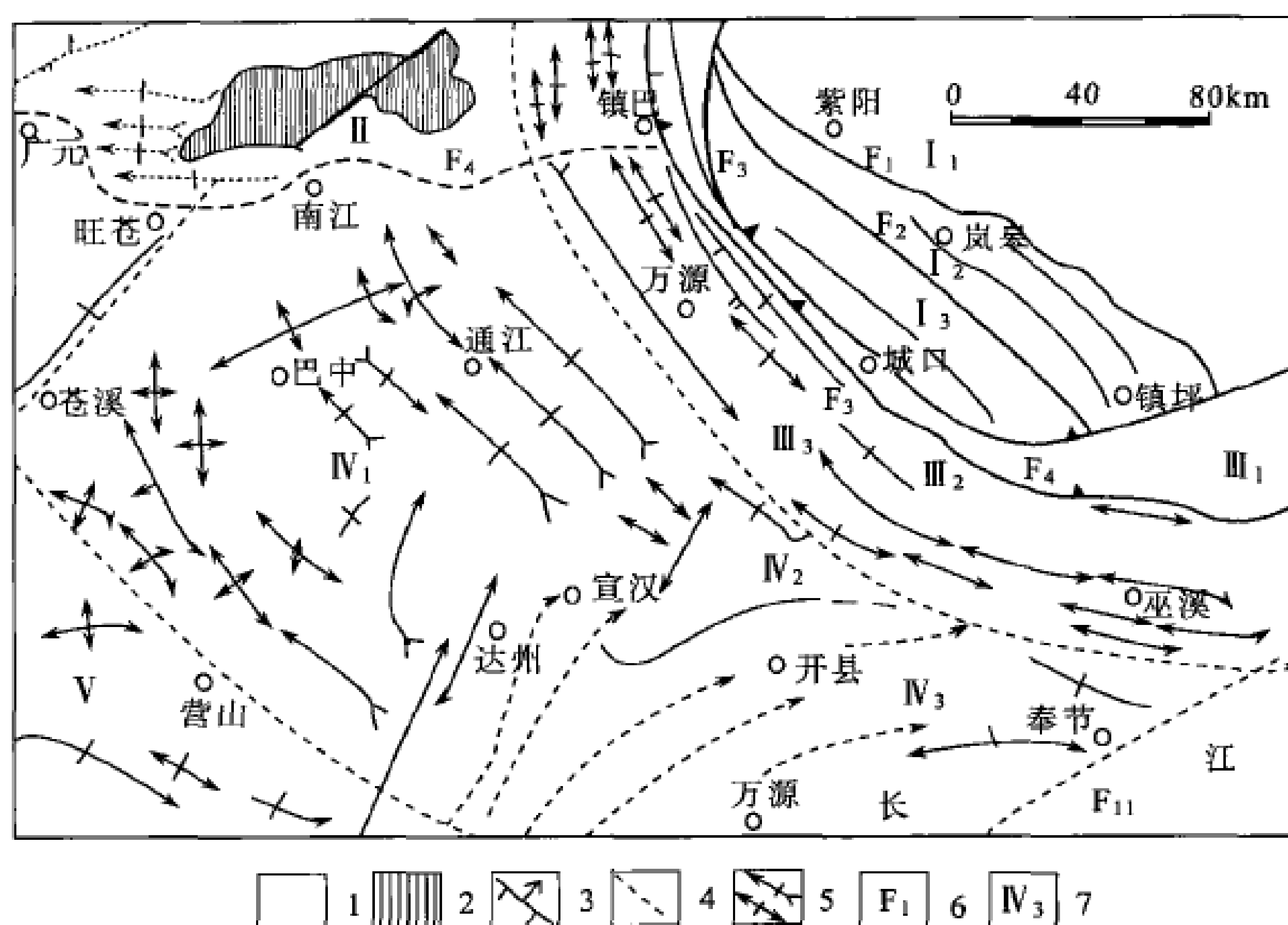


图 9-6 大巴山造山带及其山前拗陷盆地构造图

（乐光禹，1998，补充修改）

1. 沉积盖层；2. 结晶基底；3. 主要边界断裂（F_1. 石泉-安康；F_2. 红春坝-曾家坝；F_3. 城口-房县-襄阳；F_4. 徐家坝；F_5. 万源-巫溪；F_5. 营山；F_5. 黄金口；F_5. 杨柳关）；4. 推测或隐伏边界断裂；5. 褶皱；6. 边界断裂编号；7. 构造单元编号：Ⅰ. 北大巴山冲断推覆构造带（$Ⅰ_1$. 北带；$Ⅰ_2$. 中带；$Ⅰ_3$. 南带）；Ⅱ. 米仓山冲断推覆构造带；Ⅲ. 南大巴山冲断推覆构造带（$Ⅲ_1$. 北带；$Ⅲ_2$. 中带；$Ⅲ_3$. 南带）；Ⅳ. 大巴山前拗陷盆地（$Ⅳ_1$. 通江拗陷；$Ⅳ_2$. 五宝场拗陷；$Ⅳ_3$. 开县拗陷）；Ⅴ. 营山克拉通盆地

北亚带为复式叠瓦状断褶带，西段（高川段）由古生界和下三叠统组成，南北走向，均向西逆冲；中段（大竹河段），为由震旦系构成的单斜冲断，褶皱形态悉遭破坏；东段（城口-柳林段），为东西走向，主要为由寒武系组成的朝南褶皱冲断系。

中亚带为对冲褶皱带，西段为由三叠系、侏罗系构成的束状褶皱带。东段为一束弧形线状褶皱，复背斜均由上寒武统和中志留统岩层组成；复向斜均由二叠-三叠系组成；褶皱轴常分岔合并与交错，纵向上常有起伏，反冲、对冲断层发育。

南亚带为前沿褶皱带，为由下古生界和二叠-三叠系组成中等强度的褶皱，断裂不发育，褶皱形态一般都很完整。

纵向上自北向南，变形强度递减，褶皱幅度呈谐振曲线形式；横向上弧顶变形强度最大，向两侧去，渐趋低缓倾没；垂向上，中寒武统及以上地层为变形强烈的表层滑脱褶皱，深部的下寒武统及震旦系为宽缓的大型波状褶皱，据布格异常资料解释，元古界基底也呈现相应的波状起伏。

（3）大巴山山前拗陷盆地（图 9-6，Ⅳ）介于营山断裂与万源-巫溪断裂间，内部以黄金口断裂（华蓥山断裂北延段）、杨柳关断裂为界划分为通江拗陷、五宝场拗陷和开县拗陷。主要为宽展型褶皱和短轴褶皱，黄金口断裂以西多为 NW 向，以东多为 NE 向，前者与大巴山西翼弧向一致，后者与川东区域构造方向一致。雷口坡组或巴东组沉积后发生的印支运动使大巴山隆起，在其前缘地带形成上三叠统须家河组沉积拗陷；中晚侏罗世至早白垩世剧烈沉降，形成总厚度大于 7000m 的拗陷，后者以河流-三角洲沉积为主，总的趋势是向上变细，下部砾岩

层较多，上部以砂泥岩为主。以中侏罗世沙溪庙期沉降幅度最大，向上沉降渐趋和缓直至早白垩世末萎缩。

汪泽成等（2004）主张，川北主要是中晚侏罗世前陆盆地，可分为四个演化阶段：早侏罗世至中侏罗世早期（J_1-J_2^1）陆内拗陷“饥饿性”湖盆形成期，主要为细粒沉积，是烃源岩形成的重要时期；中侏罗世中晚期（J_2^2-J_2^3）强烈沉降期，湖盆不断扩大，形成巨厚的向上变粗的反粒序层序，早期是烃源岩形成的主要时期；晚侏罗世（J_3）平稳沉降期，沉降中心已迁移至川西地区；早白垩世至新近纪（K_1-N），盆地逐渐隆起萎缩。

川北山前拗陷盆地的后期变形与盐岩层系的塑性流动关系密切，可划分为盐下层、盐岩层和盐上层三套变形构造层序：盐下层序由震旦系-下三叠统飞仙关组组成；盐岩构造层序由下三叠统嘉陵江组和中三叠统雷口坡组成，是一套含厚层膏盐的海相碳酸岩层序，是主要的区域滑脱层，也是主要的油气盖层；盐上构造层序由上三叠统须家河组和侏罗-白垩系组成。盐下层变形表现为有基底卷入的断层相关褶皱，盐上层变形则主要为与塑性流动有关的褶皱和断裂，常发育反冲构造、背冲构造、堆垛构造和双重构造等（汤良杰等，2007）。

3. 渝东-鄂西冲断滑脱带（图 9-1，$\mathrm{I}_1^{1\text{-}3}$）

其基底埋深大，大部分表现为航磁 ΔT 低缓负异常，仅北缘石柱一带存在较强的正异常（达 200nT）。自新元古代起强烈沉降，板溪群厚达 4000m；除部分地区缺失中上志留统、泥盆系和石炭系外，中三叠世以前一直是一个东倾的深拗陷陆缘盆地，多发育半深水类复理石沉积；晚三叠世至古近纪为雪峰山的前缘拗陷，有千余米厚的上三叠统与中下侏罗统河湖相沉积，中上白垩统与古近系厚达 4000 余米，且有强度不大的热液活动。

盆地变形强烈，一般认为从晚侏罗世开始，来自南东方向的推挤，在这里形成四条 NE 向弧型重力梯级带，引起自东向西岩石圈的梯级抬升和上地壳的断裂。相应地地壳上部变形，自东向西形成六大变形带：雪峰基底逆冲高陡变形带（A 带）；桑植-石门基底卷入褶皱带（B 带）；花果坪隔槽式褶皱带（C 带）；利川隔槽-隔挡式过渡带（D 带）；鄂西-川东隔挡式褶皱带（E 带）；川中平缓构造变形带（F 带）。早喜马拉雅运动使其加强、定型并导致白垩-古近系普遍剥蚀殆尽。

关于变形的时间，比较一致的意见是：四川盆地构造的形成大约经历了六个时期：最早是龙门山北段前缘的印支晚期（T_3 末）褶曲（如中坝构造）；稍晚是川东、川北和川西一些地区燕山中期的北东向低幅度褶曲，应力来自雪峰山、武陵山隆起而引起对盆地的北西向挤压；第三期早喜山期近南北向褶曲，始新世中期印度板块与欧亚板块碰撞，导致四川盆地的区域应力场为东西向挤压，形成盆内以康滇地轴为代表的南北向构造；第四期是古近纪-新近纪间的 NNE 向或 NE 向构造，主要分布在川东川南；第五期是新近纪中形成的 NW 或 EW 向构造，主要形成在川北和川南，巴山弧的形成推测在这一时期；第六期是晚喜山期（Q_1/N_2）形成的褶曲，这一时期的区域应力场为东西向挤压，在龙门山等地区引起逆时针剪切活动。

关于变形方式尚没有统一意见。多数意见（罗志立等，2000；马力等，2002）认为，构造形态的不同是因滑脱层不同所致，变形强度从东向西逐渐减弱，故滑脱层由东向西逐渐变新，江南、桑植带基底和盖层一起褶皱；花果坪带受ϵ_1 滑脱层控制；利川带受ϵ_1、S 两个滑脱层控制，两个滑脱层的变形特点不同，故构造样式呈过渡状态；渝东带除上述三个滑脱层外，还有更新的滑脱层参与。褶皱构造多为东缓西陡，但也有少量呈西缓东陡。后者被解释为新生代期间由来自西北方向的应力形成，前者为中-晚燕山期由来自东南方向的应力形成。也有人

（郭正吾，1996）认为不同构造样式不是不同滑脱层的反映，而是多次变形叠加的结果：隔挡式反映一次变形，堆垛式反映两次变形的叠加，隔槽式反映三次变形的叠加。

上述分析主要依据褶皱形态，根据我们的野外考察（图 9-7），这里褶皱的斜歪方向既不是一致倾向东南，也不是一致倾向西北，仅根据这一点来判断应力方向常陷入困境。表现为：茶山-白果坝背斜以西，除方斗山背斜外，主要表现为西缓东陡；茶山-白果坝背斜以东，构造的主要倾倒方向为东缓西陡。据此，是否可以认为：区域逆冲方向应该是由东南向西北，从而造成渝东-湘鄂西地区整体沿华蓥山断裂向川中台块上逆冲，这是引起盖层强烈变形的根本原因。其滑动面应是中下寒武统中的泥页岩层，后者出露在华蓥山西侧。由于下层向西北方向的逆冲，在有易于滑动的上覆地层中，当遭遇到大的刚性地质体时，必然引起上部滑动层（二叠系）的反向逆冲，从而形成自华蓥山向东褶皱主要表现为西缓东陡。至于方斗山东缓西陡背斜的形成可能与基底断裂有关。反向逆冲作用终止于茶山-白果坝背斜，以东，主要是基底滑动，背斜均由下古生界组成，故主要表现为东缓西陡的构造形态。

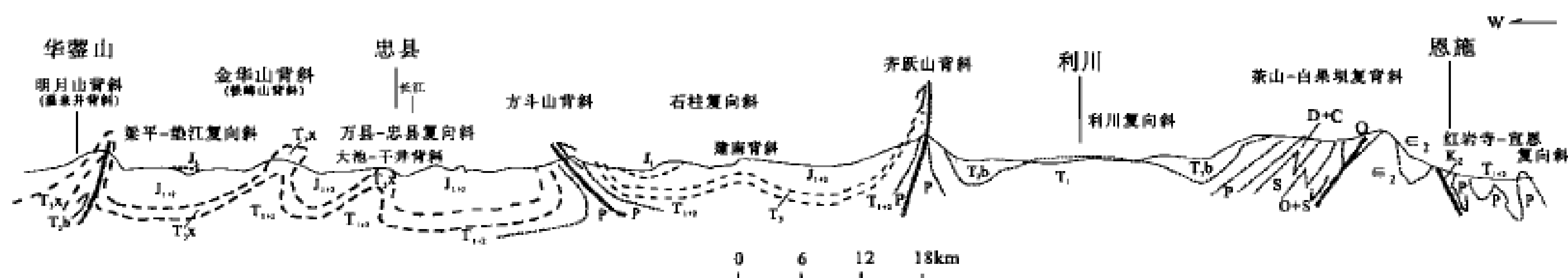


图 9-7　华蓥县明月山背斜-恩施县白果坝背斜构造剖面示意图

（实际测绘，部分资料来自垫江、忠县、恩施幅 1∶20 万区测图）

隔挡式、隔槽式等构造形态的形成，似乎主要与基底的刚性程度有关。茶山-白果坝背斜以西，主要为隔挡式褶皱，与这里基底完整且刚性程度高有关；仅利川复向斜中段的次一级褶皱为隔槽式褶皱，可能是下三叠统大冶组中砂页岩、煤层的进一步滑动。茶山-白果坝背斜以东，因邻近逆冲带前峰，虽基底刚性程度更高，但破碎，故主要形成规模更小的短轴褶皱，形态也以箱状、屉状为主。

4. 川中隆起（图 9-1，$\text{I}_1^{1\text{-}4}$）

盆内古隆起，岩石圈最薄（南充一带为 80km±），航磁为北东向宽缓强正异常（达 400nT），基底埋深为 4～11km，形成于晋宁期。震旦系盖层由西向东增厚，普遍缺失中上志留统、泥盆系与石炭系沉积，二叠纪至侏罗纪平稳下沉。盖层褶皱平缓，海西晚期沿华蓥山有玄武岩和辉绿岩侵入。

5. 川南隆起（图 9-1，$\text{I}_1^{1\text{-}5}$）

它是川中地块的南延部分，航磁异常为 100～200nT 的正异常区块。从早奥陶世至石炭纪处于隆起剥蚀状态，后期盖层沉积也比较薄，是盆地中一个继承性隆起带。

9.2.3　中扬子台块与江汉盆地（图 9-1，I_2）

中扬子台块位于长江中游，与上扬子台块具有相同的基底和盖层。重磁及地面资料揭示，中扬子台块的中央部分（大约在宜昌-武汉一线）的基底为太古宙-早元古代形成的崆岭群基

底，围绕在这些结晶基底周围的是神农架群、板溪群塑性褶皱基底（图 9-8）；上叠加里东（Z-O_1）、海西-早印支（D_2-T_2）两个时代的被动大陆边缘沉积。白垩-古近系-新近系厚度大于万米，由两个沉积旋回构成，每个旋回包含一个含盐层系与一个含油层系。第一沉积旋回（K-E_2^1）不发育，卤素沉积未达到成钾阶段，拗陷期沉降速度慢，生油岩不发育；第二沉积旋回（E_2^2-E_3^1），盐湖已达成钾阶段，生油岩层厚，早期物源来自四周，中晚期来自西北。因受北西向基底凸起和北东向断裂的制约，故为多隆、多凹的半地堑结构，无统一沉积中心，沉降中心多偏向大断裂一侧，潜江组（西-戬）沉积的古地形北陡（约 20°）、南缓（3°±）明显。渐新世末（E_2^{2-3}）是构造形成的主要时期。

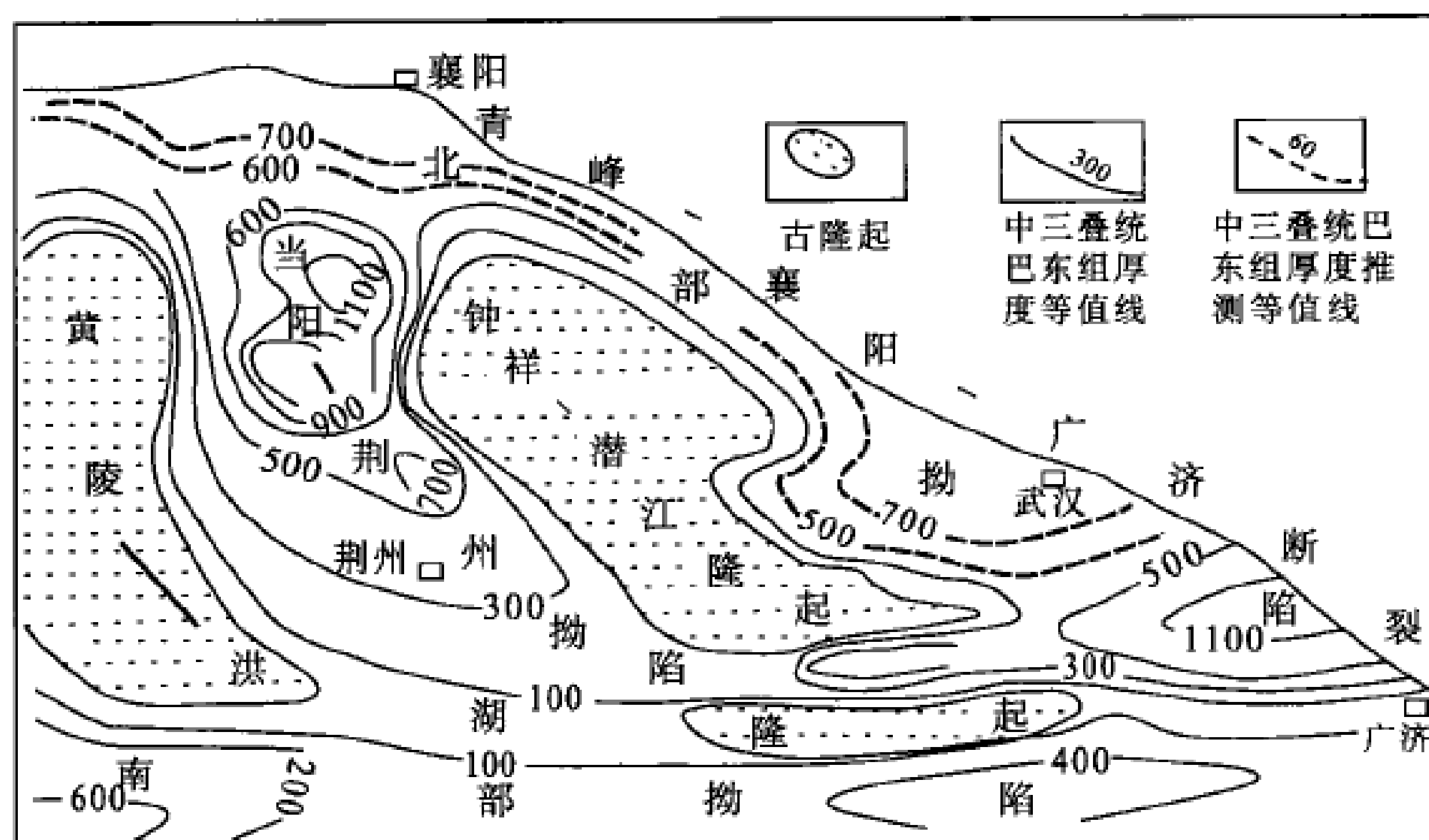


图 9-8　江汉盆地上三叠统沉积前古构造图

（郭战峰等，2007）

在印支运动中形成一致向南西方向作弧形弯转的三拗、两隆的构造格局，即北部拗陷、当阳-荆州拗陷、南部拗陷和钟祥-潜江隆起、黄陵-洪湖隆起（图 9-8）。这些构造的隆起幅度都很大，不同程度地受到强烈剥蚀，如钟祥-潜江隆起的南端剥蚀厚度达 900～1200m，造成下三叠统嘉陵江组全部剥蚀殆尽；拗陷区剥蚀厚度由北向南递增，最大达 500m，普遍形成上三叠统与下伏地层呈假整合或微角度不整合接触。至早燕山期，秦岭-桐柏-大别造山带和九岭-雪峰基底拆离造山带对冲，使中扬子地区全面挤压抬升，侏罗系-中三叠统受到剥蚀，形成南北两个弧形褶皱带；晚燕山期-早喜山期（K_3-E），又反转为伸展型盆地，形成由一系列箕状断陷构成的大型陆相断陷盆地（K_3-E）；喜山期总的表现为隆升挤压和拗陷盆地（N-Q）的形成。

以潜北断层-天门河断层为界（图 9-9，F_1），将盆地划分为南北两部分，北部受秦岭-桐柏造山带影响，形成 NW 向加里东-早燕山挤压形变构造层；南部受雪峰山-九岭山造山带影响，在 NW 向构造的基础上出现由 NE 转向 EW 向的弧形断裂褶皱带。

北部大洪山弧形构造系由东向西可分割为：当阳-京山、荆州-仙桃（沔阳）和鄂城-大冶三段。当阳-京山段：北部为以有基底卷入型断层相关褶皱为主；中部以叠瓦状单冲或断层滑脱为主，后期存在反转；西部宜昌斜坡区构造稳定，变形弱。荆州-仙桃段：南、北两侧以基底卷入型叠瓦状单冲为主，变形强烈；中部以冲断作用为主，变形相对较弱，褶皱宽缓。鄂城-大冶为对冲构造带，褶皱强烈，断裂发育，南北逆冲推覆对接部位在黄石-土地堂一线。

南部弧形构造带由两部分组成，即江陵-潜江-沔阳逆冲干涉前缘带和雪峰山基底拆离造山

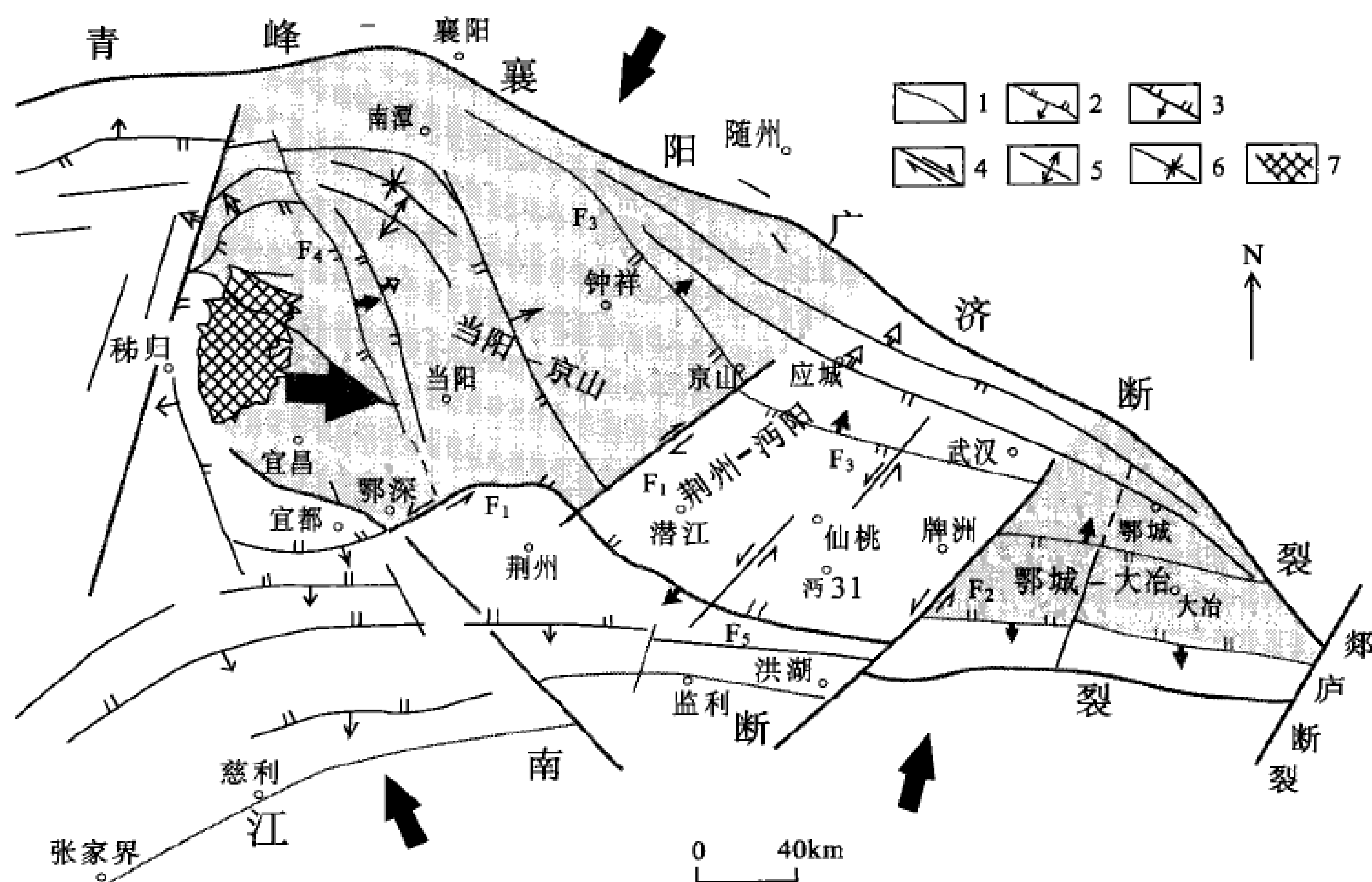


图 9-9 中扬子地区断裂构造图

(付宜兴等，2007；李昌鸿等，2008)

1. 区域大断裂；2. 构造单元边界；3. 逆断层；4. 走滑断层；5. 背斜；6. 向斜；7. 黄陵隆起

带。前者以梳状褶皱为主，上古生界、三叠系与侏罗系保存较好，其变形强度和剥蚀强度依次向北递减；白垩系和古近系为半地堑、地堑、地垒构造，下、中白垩统分布局限，晚白垩世-古近纪沉识范围扩大到周边地区，厚度可近万米，南部为北断南超，北部为西断东超。构造平衡剖面显示，主挤压期为中、晚侏罗世，主伸展期为中-晚白垩世-古近纪。

9.3 下扬子台块与苏北盆地（图 9-1，Ⅰ$_3$）

下扬子一般指郯庐断裂以东，连云港黄海断裂以南，江南隆起以北的地带，纵贯皖南-江苏-黄海海域（图 9-10）。区内盖层广布，褶皱发育，沿长江为一条重要的燕山期火山岩-斑岩带，展布着庐枞、宁芜等中生代火山盆地和苏北等白垩纪-新生代断陷盆地。东南海域为由“三隆两拗”组成的中-新生代断陷盆地。

苏北盆地是苏北-南黄海盆地的陆上部分，这是一个晚白垩世-渐新世（K_2-E_3）的箕状断陷盆地。晚白垩世-古新世（K_2-E_1）阶段盆地拉张断陷，快速下沉，形成三个由粗到细的沉积旋回，各旋回末都出现未补偿生油岩沉积，且有海水侵入；始新世-渐新世（$E_{2\text{-}3}$）期间，沉积速度大于沉降速度，出现四个沉积旋回；中-上新世（$N_{1\text{-}2}$）期间湖盆渐趋消亡，逐渐形成东倾的泛滥平原相碎屑沉积。始新世-第四纪（E_2-Q）裂谷曾多次强烈活动，各层中都不同程度地发育玄武岩层。

9.3.1 基底构造

根据重磁场特征，可将下扬子基底分为三部分：苏鲁隆起（图 9-10，Ⅱ），重磁场为零左

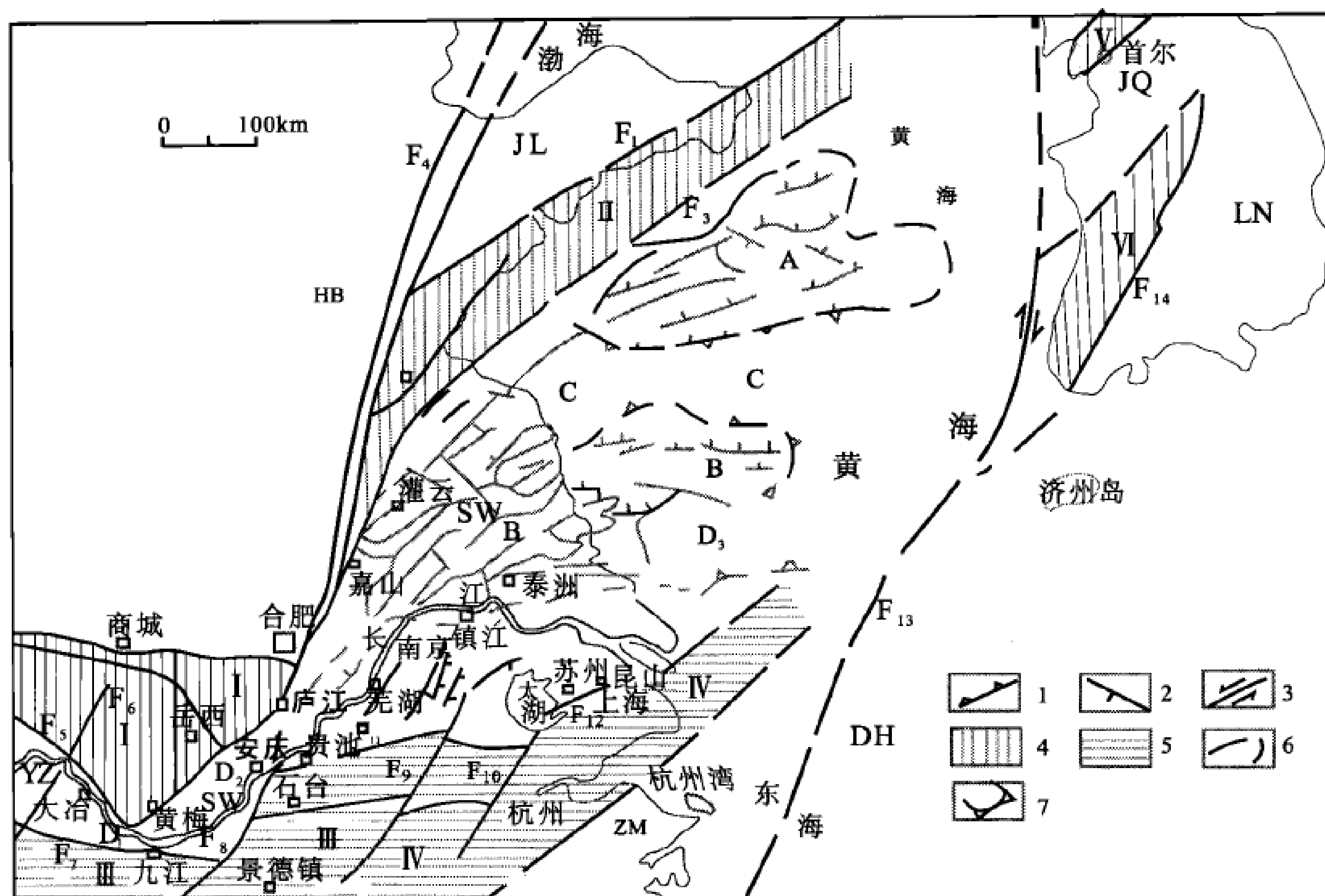


图 9-10 下扬子台块构造分区图

(据叶舟等修改，2006)

1. 板块缝合带；2. 逆冲断裂；3. 走滑断裂；4. 晚印支-早燕山期隆起；5. 印支-中燕山期隆起；6. 一级构造单元边界；7. 箕状断陷边界断裂。构造单元名称：Ⅰ. 桐柏-大别；Ⅱ. 苏鲁；Ⅲ. 九岭；Ⅳ. 怀玉山；Ⅴ. 临津江；Ⅵ. 沃川。台块或地块名称：HB. 华北；SW. 下扬子（苏皖）；YZ. 扬子；ZM. 浙闽；JQ. 京畿；LN. 岭南；JL. 胶辽；DH. 东海。断裂名称：F_1. 五莲-诸城；F_2. 赣榆-青岛；F_3. 连云港-黄梅（庐江-灌云）；F_4. 郯城-庐江；F_5. 英店青山口；F_6. 团风-麻城；F_7. 威宁-阳新；F_8. 长江剪切带；F_9. 绩溪-赣东北；F_{10}. 苏州-湖州；F_{11}. 江南；F_{12}. 苏州-昆山；F_{13}. 长乐-南奥；F_{14}. 湖南。晚白垩世-古近纪盆地：A. 南黄海北部拗陷；B. 苏北-南黄海南部拗陷。燕山期冲断褶皱隆起带：C. 南黄海中央隆起带；D_1. 鄂东沿江隆起；D_2. 皖南沿江隆起；D_3. 苏南-勿南沙隆起

右的平缓区（见 8.2.1 节）；下扬子-南黄海隆起（图 9-10，C），具明显的正重力异常（$10\times10^{-5}\sim20\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$）；江南-钱塘隆起（图 9-11，Ⅲ-Ⅳ），负重力异常带，由数个 $30\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$ 的局部负异常组成。这与地壳厚度一致，在 Moho 面埋深图上，下扬子-南黄海地区地壳厚度最薄，由西北至东南从 32km 到 30km；江南-钱塘一带地壳厚度为 33～34km。前者为中-新生代盆地的位置，显然与后期地幔隆起有关；后者为基底古隆起，相对于幔拗区。唯苏鲁这一古隆起地壳厚度却较薄（32km±），是因地幔隆起较晚所致，与大别性质相仿。

1. 下扬子-南黄海隆起图 9-10，C

下扬子-南黄海隆起位于庐山-铜陵-南京-盐城北东一线，夹在盱眙-响水口断裂和江南断裂之间，东延构成南黄海盆地的基底，西南延呈鱼尾状伸到九江地区的星子、德安一带。为区域正重力异常带（苏北盆地 $10\times10^{-5}\sim20\times10^{-5}\mathrm{m/s^2}$），基底仅出露于庐山地区。其下部称星子群：是一套高角闪岩相孔兹岩系，下岩组为基性和长英质片麻岩；上岩组为含十字石、石墨、

石榴子石的片麻岩和片岩，夹磁铁石英岩、石英角斑岩。中基性岩石的年龄为 1467Ma±（Sm-Nd）。上部称彭山群：为低绿片岩相的浅海碎屑岩与火山碎屑岩，其中细碧角斑岩夹层的年龄为 1515Ma±（Sm-Nd）（周开朗等，1986）；同时在星子群下伏的片麻岩中获 2800～2900Ma 的年龄数据。

隆起北缘是中元古界海州群分布区，上部称云台组，以白云钠长变粒岩、片岩为主，是一套陆源碎屑与酸性火山岩沉积；下部称锦屏组，主要为白云石英片岩、大理岩、石英岩、磷块岩、石墨片岩，二者为整合接触，局部混合岩化，不整合于一套花岗质混合岩之上。

2. 江南-钱塘隆起（图 9-10，D_1-D_2-D_3）

江南-钱塘隆起由两个古老地块组成，西部为九岭地块，东部称浙西（环玉）地块。二者之间为歙县-屯溪-德兴-东乡新元古代板块缝合线。九岭地块由下九岭群、上九岭群与上覆的修水群组成。下九岭群为板岩化或千枚岩化的石英砂岩、砂岩、页岩、碳质泥岩、镁铁质岩、安山岩和富钾富铝的中酸性凝灰岩，具复理石韵律；上九岭群为钙碱性火山岩，Rb-Sr 年龄为 1515Ma±（杨明桂，1989）；修水群为砂泥质复理石、火山碎屑岩夹薄层玄武岩，年龄为 1000～1400Ma；上覆落可岽群为紫色凝灰质砂砾岩夹流纹岩，属山间盆地沉积，被下震旦统不整合覆盖。

浙西地块的�工群主要是一套超镁铁质岩-镁铁质岩与火山碎屑浊积岩组合，以混杂岩块形式产出，超镁铁质岩的 Sm-Nd 年龄为 1154～930Ma（1154±43，周国庆等，1991；1034±34Ma，邢凤鸣等，1992；1021±30Ma，周新民等，1989；930±34Ma，徐备等，1989），多认为是新元古代板块碰撞的产物。上覆岩层称登山群，下部为砂砾岩、凝灰岩夹细碧岩、玄武岩组合；上部为玄武岩-安山岩-流纹岩组合，流纹岩的 Rb-Sr 年龄为 818±84Ma，这两套岩石被下震旦统志棠组砂砾岩不整合覆盖。

在苏南的埤城、溧阳、南通、上海四个高阻异常体上，钻遇由斜长变粒岩、阳起片岩、黑云片岩和斜长角闪岩组成的变质岩系，内夹条带状大理岩和磷灰黑云角闪岩，P_2O_5 高达 4.72%，其中斜长角闪岩 K-Ar 表面年龄为 1717±5Ma（闵庆魁，1985）、Sm-Nd 年龄为 1401±4Ma（张永康等，1996）。

9.3.2 区域构造与演化

新元古代末，九岭地块与浙西地块拼合。早震旦世时其处于隆起状态，其上发育了以修水群、落可岽群、浙江上墅组为代表的火山型红色磨拉石盆地。晚震旦世时全面接受盖层沉积，在九岭山北东-苏南（太湖一带）-南黄海隆起（图 9-10，C）上发育碳酸盐岩台地相沉积，在其南北两侧发育硅泥质陆缘盆地沉积，这就是所谓的“一台两盆”构造格局。

寒武纪至早志留世早期，江南地块（图 9-11，Ⅲ＋Ⅳ）两侧强烈坳陷，沉积厚度超过 10km，以含底栖生物的滨浅海相沉积为主，但在坳陷中心部位也发育笔石页岩（S_1）、硅质岩（O_3 五峰期）和浊积岩（O_3^1 于潜组）。

晚古生代时，古地理发生反向变化，南北海盆抬升成为物源区，原中央碳酸盐岩台地继续发育，这一趋势一直延续到早三叠世。早三叠世在贵池-东至以西出现 NNE 向海槽，形成钙质浊积岩或薄层灰岩与泥质条带灰岩互层，含菊石、牙形刺等化石，分布局限；在宁镇、宁芜及苏南地区为范围较大的台地相浅水灰岩（或称早-中三叠世青龙组）。至中三叠世时，中央台盆是一个广覆型膏盐型盆地，后期全面抬升，仅在原中央台地南侧的沿长江一线发育槽型盆地，

下部沉积为台地相白云岩和膏盐（周冲村组），中-上部为海陆交互相及河流相碎屑沉积（黄马青组）。上三叠统在宁芜、宁镇一带为湖沼相含煤碎屑沉积，宁芜-宁镇一带称范家塘组，枞阳-无为一带称拉尖山组，范围小，厚度薄。这一槽型盆地的形成可能与裂谷活动有关，因为早在晚二叠世就在南京至安庆一线发育了孤峰期深海放射虫硅质岩沉积的裂谷盆地，至大隆期还出现较多的沉凝灰岩夹层。三叠纪至中晚侏罗世槽型盆地基本上是这一裂谷盆地的后期沉陷。

中下侏罗统的分布继承了晚三叠世的古地理特征，但海水已全部退出，全部为陆相沉积，中-下侏罗统象山群为磨拉石沉积，晚侏罗世褶皱抬升并大范围被剥蚀。晚侏罗世-早白垩世期间为火山型断陷盆地发育时期；晚白垩世至古近纪期间以下扬子-南黄海地块为中心全面下沉，沿九江至盐城北东一线形成厚数千至上万米的盆地沉积；新近纪起东部急剧下降，南黄海形成，陆上拗陷以盐城为中心，局限于苏北地区，形成100～1000m的河湖相沉积。

区内大规模的岩浆活动集中在晚侏罗世至早白垩世（135～195Ma），均为重熔型S型花岗岩和流纹岩、粗面岩及粗面安山岩，代表地壳挤压增厚沿拆离带的局部重熔及部分地区的裂谷活动；晚期（古近-新近纪至更新世）主要是玄武岩喷发和呈串珠状分布的I型花岗岩，代表深地幔岩浆源沿断裂带的活动。

改变下扬子地区海陆布局和决定构造形变特征的主要构造运动为晚印支-早燕山运动。中三叠世末的广泛海退是华北板块与扬子板块陆-陆碰撞的结果，在此基础上形成了以中三叠世黄马青群和早-中侏罗世象山群陆相沉积为代表的沿江前陆盆地，前陆区的海相盖层和前陆盆地沉积皆卷入强烈的前陆变形，而其上的晚侏罗世陆相火山岩、沉积岩则未受影响，反映前陆变形发生在印支-早燕山期。变形始于中三叠世晚期，以黄马青群与下伏地层的角度不整合为代表；变形终止于中侏罗世象山群上段沉积之后，以其与上覆地层区域性角度不整合为代表；早侏罗世象山群下段与下伏黄马青群之间的角度整合则反映了前陆区局部地段的另一次强烈变形（南象运动）。除上述三次主要的构造运动外，区内还发生过多次局部构造变形，如一般熟悉的宁镇运动（下白垩统广德组/中-下侏罗统象山群）、黄桥运动（上白垩统浦口组与下伏地层的角度不整合）及茅山运动（上白垩统浦口组与赤山组间的角度不整合）等，从而形成区内多期次复杂的构造形变。

区内印支-燕山期变形主要表现为NE向推覆冲断体系，因挤压力的不均匀性常呈弧形弯转，平面上呈"S"状。总体上显示苏鲁地块向南推挤，江南地块向北推挤，沿长江一线形成对冲带（九江-浦口推覆带，图9-11），宁镇山脉就是这样的对冲山系。据深部探测资料显示，它们都是表层断裂（仅浦口-如皋一段有裂谷活动），向下均收敛于壳内低速层，沿断裂带常见元古宇变质岩系逆覆于古生界或中-新生界之上，是潜在的含油气远景带。这两套对冲的逆冲推覆体系均可以划分为根带、中带和峰带系统，根带呈现为基底卷入的厚皮构造，中带和峰带都表现为仅有盖层卷入的薄皮构造。从根带到峰带，海相盖层的剥蚀程度递减，反映愈近根带，抬升、剥蚀愈强。中带和峰带内存在着志留系底面与基底同盖层间的区域性拆离面，这两个面对其上地层的变形具有控制作用。中带震旦系-下古生界的隔挡式褶皱主要受控于基底与盖层间的拆离面，总的特征是根带变形最强，峰带次之，中带最弱（朱光等，1999）。

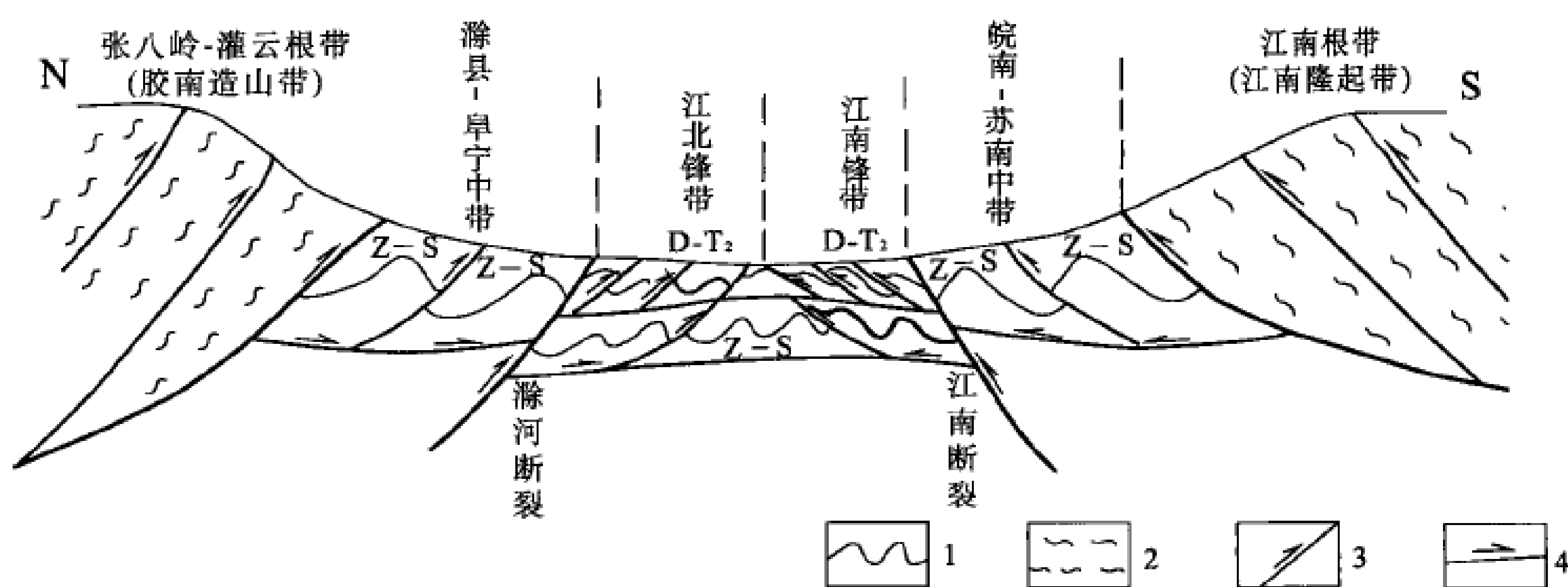


图 9-11 下扬子前陆逆冲带示意剖面

（朱光等，1990）

1. 褶皱盖层；2. 变质基底；3. 逆冲推覆；4. 拆离面；Z-S. 震旦-志留系；D-T_2. 泥盆系-中三叠统

9.4 江南隆起（图 9-1，Ⅱ）

9.4.1 构造属性

江南隆起亦称江南古陆，是黄汲清先生早年（1945）命名的一个大地构造单元。它大致呈北东向界于扬子板块与华夏板块之间，从桂北经黔东南、湘西、鄂东南，直至赣北、皖南到浙西。北东一侧与扬子板块过渡，南侧以江绍-萍乡断裂为界（图 9-1）。

江南隆起也称江南造山带，不过这是一条前震旦纪造山带，显生宙起是作为扬子板块的被动陆缘隆起而存在。根据 20 世纪八九十年代的定年资料，江南隆起中段、东段的岩浆岩和变质岩的年龄资料多集中在 0.96～1.1Ga，故认为是在中元古代末碰撞造山（李江海，1999）。类似的结论也反映在早期蛇绿岩的研究中，蛇绿岩带展布于皖南歙县经德兴延至弋阳一带，皖南休宁-歙县蛇绿混杂岩带长 70km。歙县伏川出露较完整的蛇绿岩剖面（白文吉等，1986），自下而上为超镁铁岩、堆积辉长岩、细碧岩（含枕状熔岩）、细碧角斑岩。岩片推覆于歙县花岗闪长岩（926Ma）之上，并与其上围岩呈断层接触。在赣东北婺源、德兴、弋阳一带，有大小蛇绿岩块 148 个，构造侵位于细碧角斑岩、火山碎屑浊积岩系之中，多呈透镜状，边缘出现滑动片理及蓝闪石、绿泥石、滑石、硬玉、透闪石等应力矿物。岩块含异剥钙榴岩、英云闪长岩等包体。它们与歙县岩带断续衔接，时代属中元古代末，Sm-Nd 等时线年龄为 1024Ma（周新民；1113Ma，江西 916 队）。

但自 21 世纪以来在湖南益阳冷家溪群、桂北四堡群和贵州梵净山群中均找到枕状构造完美的基性熔岩（Zhou et al.，2004；Wang et al.，2004）；在冷家溪地层中找到高度亏损的 N-MORB（周金城等，2003）洋脊玄武岩，这充分说明江南造山带形成早期确实存在洋壳的俯冲，在对这些基性熔岩和与其相关的花岗岩的年龄测试中，除浙北侵入双溪坞群下部平水组的桃红-西裘花岗岩为 905～913Ma（Ye et al.，2007）外，还没有大于 840Ma 的基性岩和花岗岩（周金城等，2008）；造山带东段的东乡-德兴-歙县一带兰闪石片岩的年龄为 866±Ma（Shu et al.，1994），可以认为是俯冲杂岩的折返年龄和区域变质年龄；隆起东南缘普遍存在的 S 型花岗岩是由于碰撞过程中地壳加厚、变沉积岩减压熔融形成的，其测年值以 820Ma 居多，据此估计其形成年龄为 820～870Ma，故可以认为江南隆起是一条新元古代造山带。

板溪群是扬子板块与华夏地块碰撞之后第一个盖层沉积，它普遍角度不整合于四堡群、梵净山群、冷家溪群之上。后者是一套绿片岩系，具复理石韵律，是一套夹细碧岩、角斑岩的泥砂质复理石建造、角斑岩建造和以蛇绿岩套为代表的活动陆缘沉积。其上覆的以板溪群为代表的沉积，在西北方向为一套浅海相的泥砂质沉积，向东南方向去，相变为次深海相的黑色泥砂质大陆边缘沉积。板溪群的时代，在黔东-桂北一带，为 740～820Ma（汪正江，2008）。与其相当的地层在江南隆起的不同地段称为高涧群、芙蓉溪群、下江群、丹州群、登山群、沥口群等，伏于震旦系，或震旦系-南华系之下。

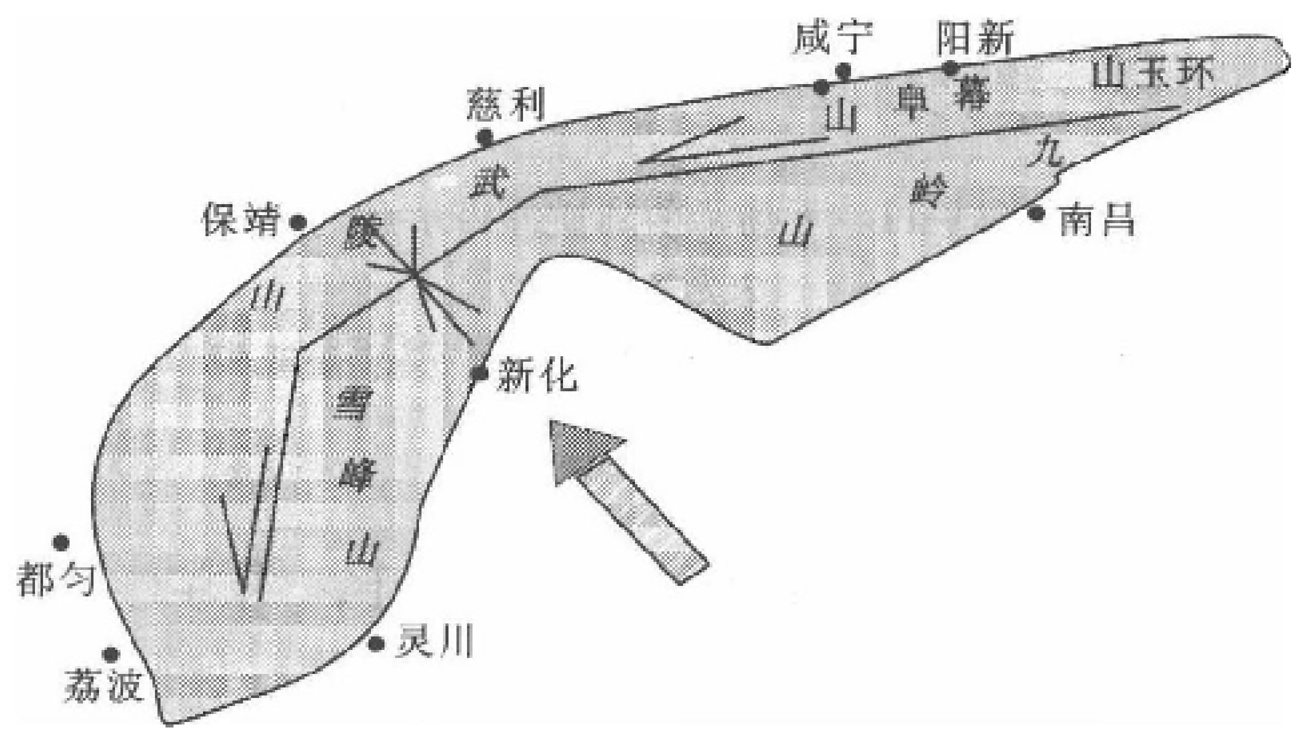


图 9-12　江南隆起变形应力场示意图

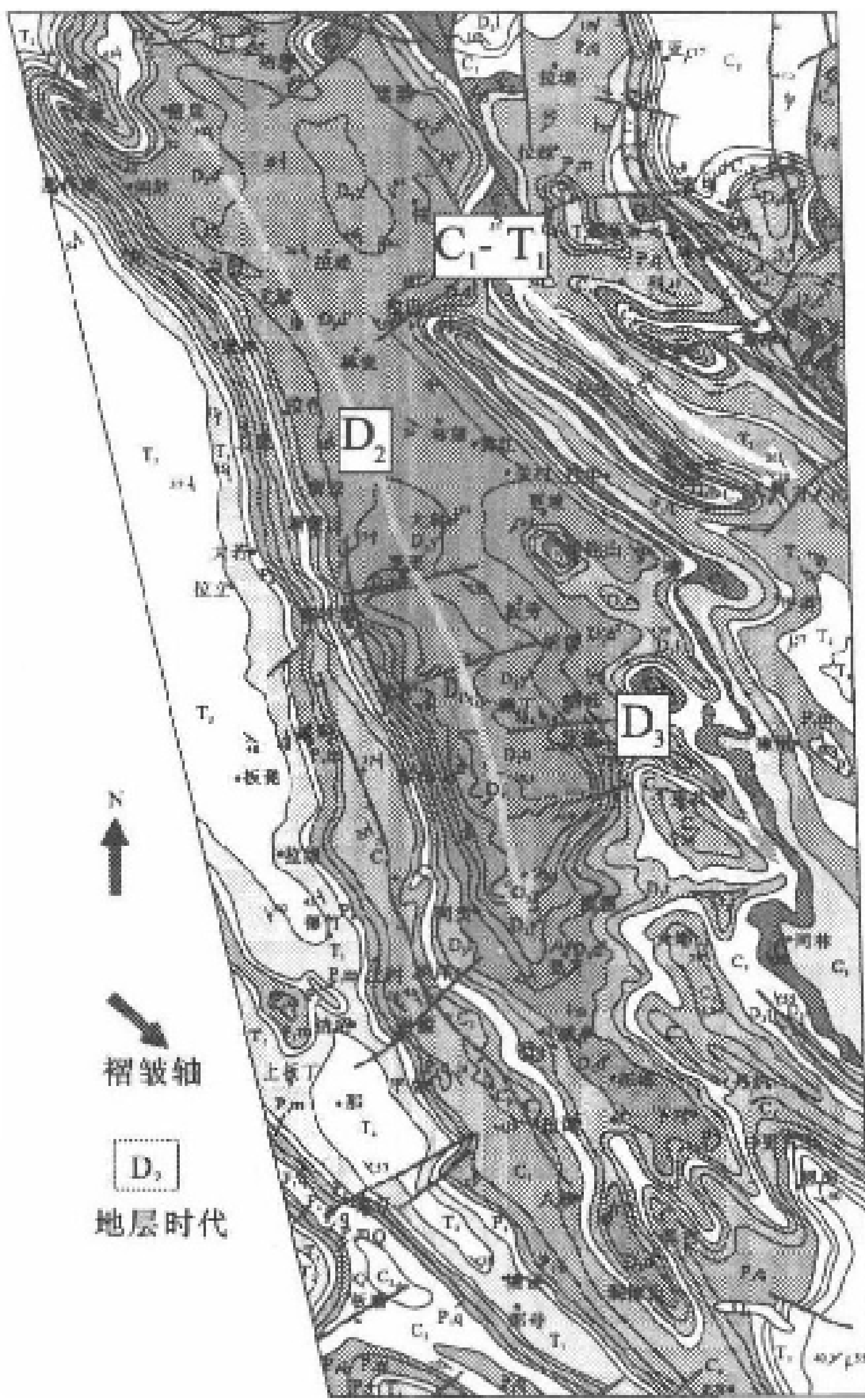


图 9-13　广西南丹断裂西侧 NNW 向剪切褶皱（1∶20 万南丹幅地质图，广西地矿局区测队，1969）

板溪期的岩浆活动在雪峰古陆可分为东西两带，西带位于湘西古丈、怀化直至桂东北三江，总体呈 NNE 向展布，主要为碱性基性岩和超基性岩，在黔阳和广西三门，玄武岩穿入板溪群中，多为辉绿岩、辉石岩、辉橄岩、橄榄岩和碱性岩类。岩石化学以高钛、低镁为特征，一般均投影在大陆裂谷岩区，多数学者认为应是陆壳拉张环境下的产物。东带位于湘西的益阳-兴化-隆回-隆胜，为一条 NNE 向的钙碱性火山岩带；益阳出露一套玄武岩与深水硅质泥岩和复理石砂岩组合，其拉斑玄武岩的 Rb-Sr 年龄为 821±67Ma，安山集块岩的年龄为 721Ma。其地球化学性质属于低碱、低钾的岛弧型拉斑玄武岩建造。此外，在扬子地块周边与华夏地区的一些地段还存在一些新元古代 803～818Ma 的“双峰式”火山岩，其中也有一些基性岩具 OIB 的地球化学特征，以周金城等（2008）为代表的一些学者认为，它们的规模都很小，不可能是大陆或大洋分裂的产物，大概都起因于造山后伸展阶段软流圈物质的局部上侵。

9.4.2　变形特征

图 9-12 所示，江南隆起总的呈现为一条平卧的反

“S” 形构造带，分为北、中、南三段，北段为近东西走向的幕阜山、九岭山、环玉山带；中段为 NE 走向的武陵山带；南段为 NNE 到近 NS 走向的雪峰山带。印支-燕山期，江南隆起总体上表现为沿 NNW-NW 方向的挤压和左行剪切作用。因作用力施加在向 NW 突出的弧形构造带之上，南段，主要表现为近 NS 方向的走滑活动，在其外侧的黔东南和桂北以形成近 NS 走向的剪切褶皱为特点，如图 9-13 所示，主干褶皱（D_2-D_3）与分支褶皱（C-P-T）的轴向间都有 15°左右的夹角，这是由于在剪切力的作用下上层滑动幅度比下层大所致。中段，渝东-湘鄂西，以 NW 方向的挤压应力为主，形成一系列 NE-NEE 梳状褶皱冲断带，如恩施-利川-忠县-华蓥山东西一线剖面所示（图 9-7）。东段，江南隆起在这里总体走向近 EW，变形以左行走滑为主，往往形成北侧向北，南侧向南逆冲推覆的正花状构造，图 9-14 中所谓的绍兴-江山对接带就是一条典型的正花状构造。向西在赣西北的幕阜山前缘盖层中，沿阳新断裂也是一条正花状构造带（图 9-15 及图中照片），断裂以北向北推覆逆掩，断裂以南向南推覆逆掩，而不是一般认为的一致向北推覆。

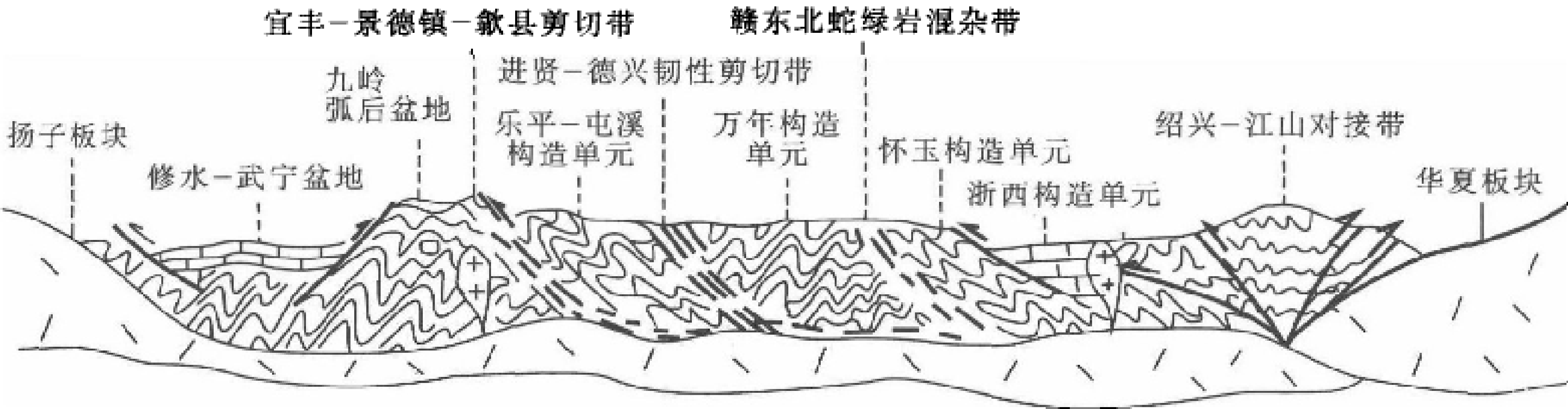
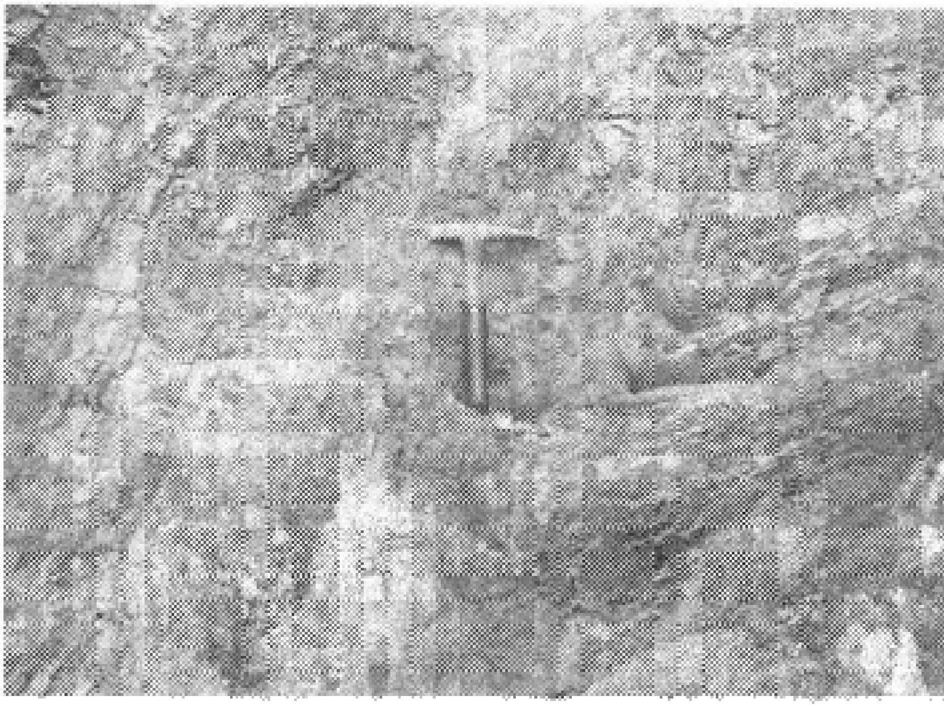


图 9-14　江南造山带东段（九岭山-怀玉山）变形构造样式

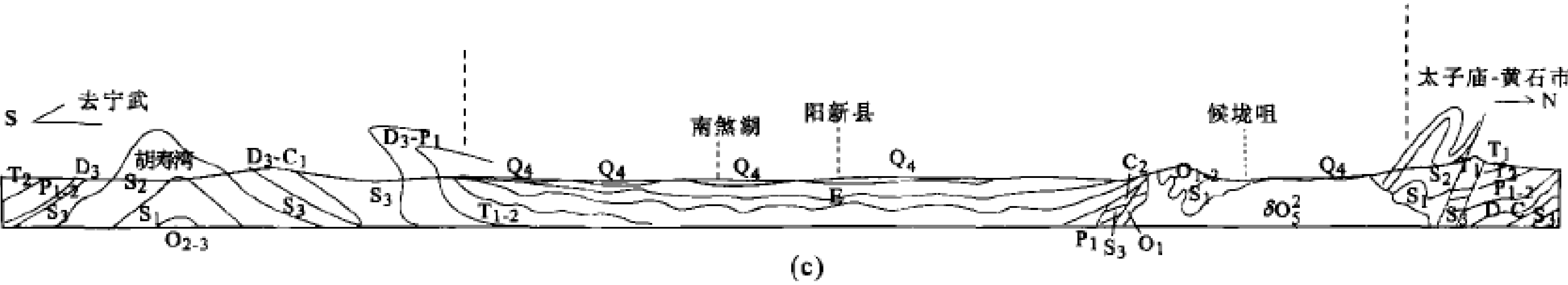
（邓国辉等，2005）



(a)



(b)



(c)

图 9-15　湖北阳新县南北（横穿幕阜山）构造剖面示意图

（a）湖北阳新县城南田畈一带出露的二叠系大型平卧褶皱（镜头朝西），岩性为灰白色中厚层状灰岩，其下翼产状为 3°～353°∠53°～41°；GPS 点位：29°45′257″N、115°12′925″E；（b）黄石李家坊隧道东口志留系倒转褶皱。主要由薄层砂岩、砂质页岩互层组成，产状 191°～197°∠63°～67°；GPS 点位：30°9′51″N，115°9′22″E（镜头朝西）

9.4.3 构造与沉积演化

1. 综述

显生宙时期江南隆起由雪峰山-九岭被动陆缘隆起及南北两侧两个被动陆缘拗陷带组成，前者在四堡、晋宁运动后处于隆起状态。两个拗陷带则是震旦纪-古生代拗陷，在西南段雪峰山，东北段九岭山隆起上，震旦系早期为浮冰相含砾板岩，晚期为碳酸盐岩、硅质岩；寒武系下部为碳质黏土、硅质岩、磷矿和石煤，中上部夹白云岩；奥陶系为边缘浅海碎屑岩，生物碎屑灰岩及硅质岩；志留纪时大部已处于隆起状态。

北侧拗陷带位于下扬子地区，这里古生界沉积近 10km，向东南延伸展布到黔东-湘西地区。南侧陆缘拗陷带在钱塘江地区奥陶-志留系复理石沉积达 5000～6000m，向南出现在湘桂地区，这里整个古生代期间均处于拗陷状态。基底岩石组合（中元古界）有三种类型：四堡群（桂北）、梵净山群（黔东北）和冷家溪群（湘中），均为一套浅-半深海碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩、浅变质岩，火山岩为细碧岩、角斑岩、科马提岩及镁铁质、超镁铁质顺层侵入体。新元古界湘西北板溪群由变质砂砾岩、砂岩、板岩和沉凝灰岩组成，局部夹基性至中酸性火山岩、碳酸盐岩和火山磨拉石（沦水铺群），自北向南由以紫红色为主（红板溪）变为以黑色、灰绿色为主，且粒度变细、泥质增多（黑板溪），与下伏岩层接触关系可以高角度→平行→整合，厚度可由 200～300 米至 4000 余米。上溪群（皖南）、双桥山群（赣北）为浅变质凝灰质砂岩、千枚岩复理石、夹细碧-角斑岩，其中含蛇绿岩残块。震旦系-下古生界为盖层沉积，均为大陆架浅海，区内无论基底还是盖层都变质轻微（仅为板岩和变砂岩）；变形弱，隆起区为穹隆和短轴背斜，拗陷区为宽展型褶皱；元古宙火山岩为碱性玄武岩或板内玄武岩，东段震旦纪火山活动为中酸性陆上喷发；侵入活动主要在湘中南，主要为黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩和黑云母闪长岩，属铝饱和系列的 S 型花岗岩。

盖层变形以强弱不等的褶皱和逆掩推覆为特征，构造样式的多样性和复杂性在国内变形带中独树一帜。多认为其变形历史起始于加里东运动，在印支-燕山主变形期得到加强。但区内的构造沉积史表明，从晋宁期至印支期，各次构造运动都主要表现为差异升降，板溪群与震旦系间或为连续沉积，或为假整合；震旦系与下古生界间及上、下古生界间均为由沉积间断标志的超覆不整合；上古生界和三叠系间则多为连续沉积，沉积间断出现在上三叠统底部，真正的区域性角度不整合只出现于白垩系底部。因此其褶皱逆掩的主变形期应为中侏罗世沉积后的中燕山期，或者说东面起始于印支期，在湘中地区形成向 NW 方向突出的印支期弧形褶带；西部主要开始于中燕山期。

2. 西段

震旦纪至加里东期，雪峰山及其邻区的大陆边缘沉积受 NE-NNE 向阶梯式断陷控制，由西北向东南，逐渐从台地相、斜坡相渐变为深水盆地相，后者是厚达 4000m 的典型陆屑复理石建造，物源区主要在扬子古陆；自中奥陶世起，物源改变为主要来自东南侧，预示中奥陶世时，隶属于华夏古陆的云开古陆已经开始隆起并逼近扬子板块（陈懋弘等，2006）。海西运动以隆起为主，使雪峰地区成为剥蚀区，造成下泥盆统缺失，中上泥盆统陆屑三角洲-滨海沉积仅限于周边地区；石炭-二叠系碳酸盐岩和煤系地层近水平超覆在下伏地层之上；早三叠世海侵继续发展，北西一侧为局限台地碳酸盐岩沉积区，东南一侧则为陆

架斜坡相坍塌角砾岩带及台盆浊流沉积；中三叠世开始海退，北西侧的桑植一带为杂砂岩夹石膏盐岩潮坪潟湖沉积，东南一侧为砂屑灰岩与泥灰岩沉积；随着山脉的不断隆起和海水的完全退出，侏罗纪以后的沉积均以山间盆地和山前磨拉石、类磨拉石沉积为特征。

雪峰山构造带及其邻区的变形可划分为NNE走向的五个带（图 9-16）：①川东-湘西北燕山期弧形梳状褶皱冲断带，是一系列由二叠系、三叠系及侏罗系组成的梳状褶皱，翼部常发育逆冲断层，它们是盖层沿基底滑移或顺层滑脱的薄皮构造；②黔东南-湘西北燕山期弧形断皱带，卷入褶皱的主体地层为古生界，三叠系只出露于轴部，呈隔槽式，基底仅局部卷入；③沅麻中新生代前渊盆地，主体沉积为白垩系，沉积中心不断向西迁移；④雪峰山基底褶皱冲断带，基底和盖层一起卷入，主要为叠瓦式断片，前峰为断面平缓的飞来峰和构造窗；⑤湘中印支期弧形断褶带，发育一系列向NW突出的疏密不等的梳状褶皱。

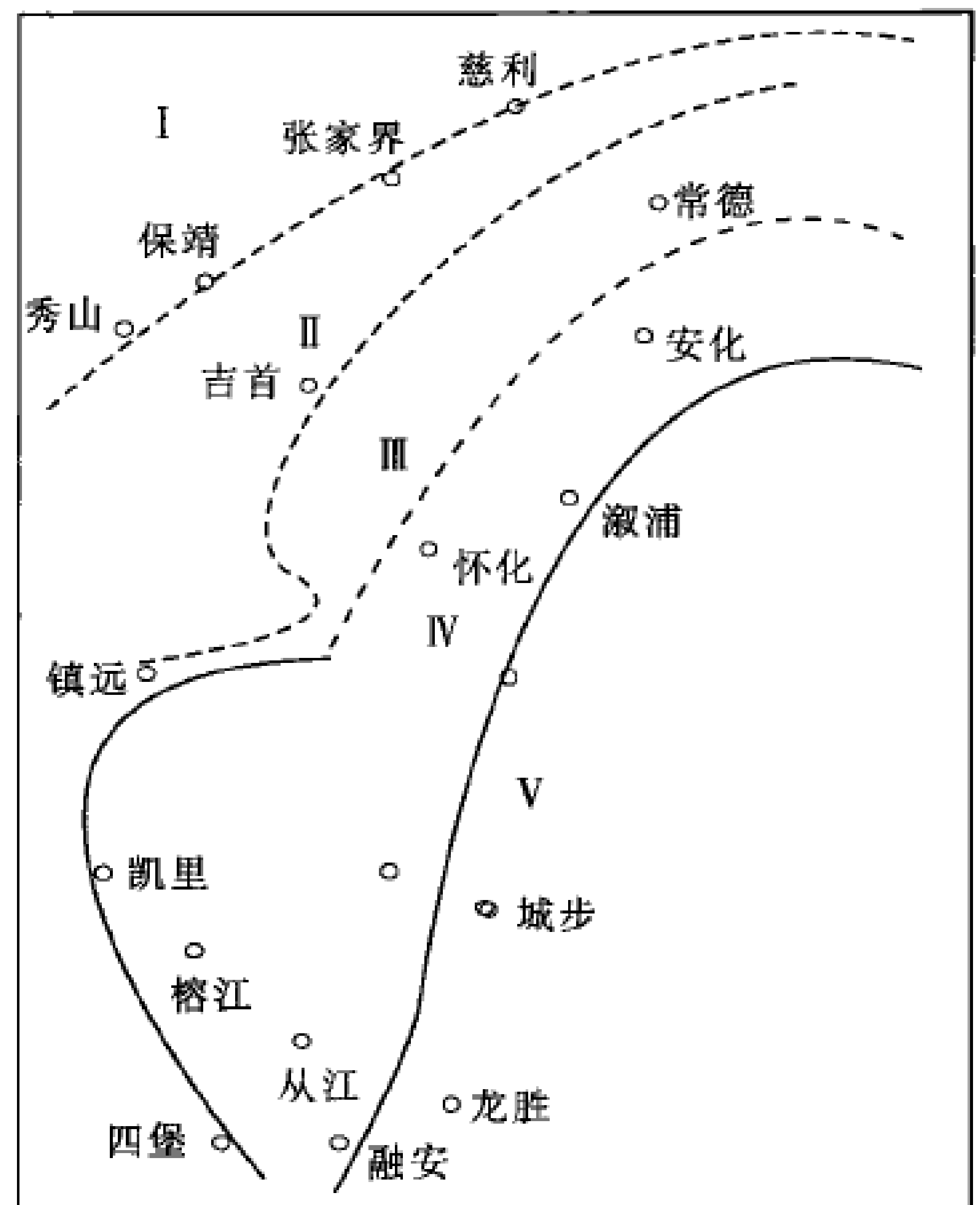


图 9-16　雪峰山-武陵山隆起构造单元划分
（丘元禧等，1998）
Ⅰ. 川东-湘西北燕山期弧型梳状褶皱带；Ⅱ. 黔东南-湘西北燕山期弧形断褶带；Ⅲ. 沅麻中生代前渊盆地；Ⅳ. 雪峰山基底褶皱冲断带；Ⅴ. 湘中印支期弧形断褶带

断裂构造的演化则表现得更复杂。晋宁期基性岩流沿NNE向喷溢，标志着NNE向张性断裂开始活动；加里东期主要表现为NE-NNE向的阶梯式断陷和沿断裂重熔性花岗岩活动；海西时期主要表现为张裂运动。

3. 东段

江南隆起的中东段，赣北-皖南-浙西地段，四堡运动后，中元古界受到强烈褶皱，与青白口系大都呈角度不整合接触。青白口系为一套过渡型建造，经晋宁运动进一步固结后形成以莲沱组为代表的第一个稳定性盖层。强烈地韧性剪切变形限于青白口系及其以下地层，后者高角度不整合于下伏地层之上；青白口系与南华系、南华系与泥盆系间均为平行不整合或微角度不整合接触；且青白口系以上地层以开阔褶皱为主，三叠系高角度不整合其上，总的显现为一条新元古代早期的碰撞造山带。

赣北-皖南-浙西段（图 9-17）是一条被韧性断裂分割、岩块和岩片相互混杂的复杂构造带（邓国辉等，2005；徐有华等，2008），北、南两侧分别以宜丰-景德镇-歙县构造混杂岩带（图 9-17，$Ⅱ_1$）和丰城-龙岩构造混杂岩带（图 9-17，$Ⅱ_8$）与扬子板块、华夏板块相隔，其间则是大小、方向、性质各异的岩块、岩片的混杂。早期，这里是扬子被动陆缘，沉积了一套以双桥山群（Pt_2S）为代表的砂泥质复理石建造；中期，华夏板块向扬子地块之下俯冲，其上形成一系列复杂的沟弧盆体系。赣东北地区、歙县地区因弧后扩张强烈而出现局部小洋盆，后者在进一步俯冲过程中形成双坞溪群、乐平珍珠山群岛弧型火山岩建造；在弧间盆地中形成了万年群（上部为海相碎屑岩，下部为火山碎屑岩和钙碱性火山岩组合）、张村群（含蓝闪石片岩的蛇绿混杂岩）；晚期（新元古代早期）洋壳进一步俯冲，上述沉积

褶皱成山，形成一系列轴面倾向北西的斜歪-同斜紧闭褶皱和韧性剪切带，并伴随着绿片岩相区域变质；之后区域应力转变为 EW 向左行走滑，形成片理倾竖褶皱，并有陆壳重熔性花岗岩侵入（九岭与休宁花岗岩，874～963Ma）。

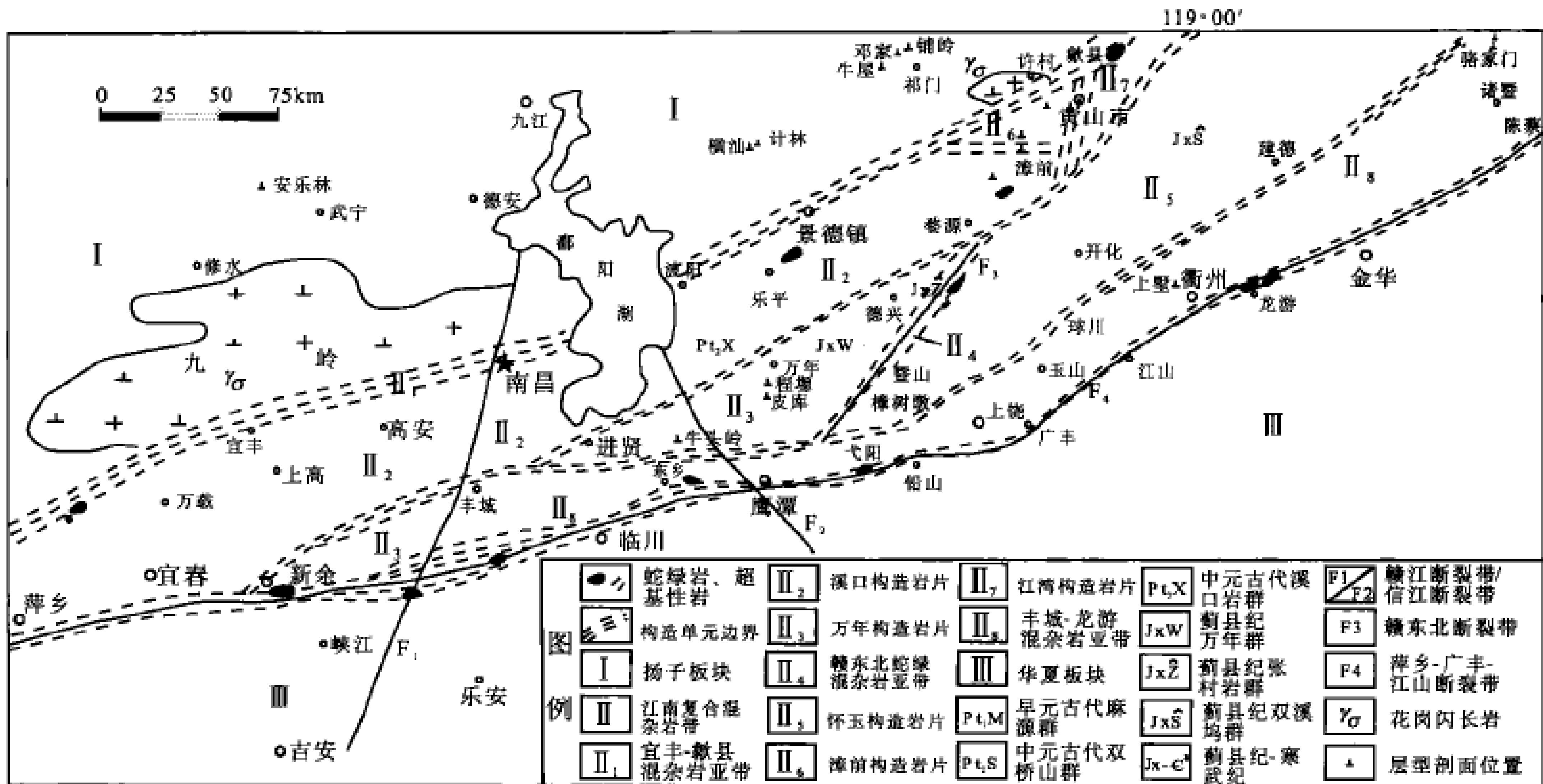


图 9-17　江南隆起东段构造图

（徐有华等，2008）

新元古代晚期为陆内裂谷盆地发育时期，休宁-景德镇九岭地区为隆起剥蚀区，在修水-武宁盆地形成青白口系落可岽组、历口群；在浙西-赣东北火山型裂谷盆地中形成河上镇群（806～818Ma），它们角度不整合于中元古界之上，并伴生有裂谷型花岗岩（石耳山岩体，765～825Ma）。后期沿绍兴-江山-萍乡断裂作左行走滑，形成相背逆冲的花状构造（即所谓的典型相背逆冲“花瓣状构造”，图 9-15），幕阜山以北的湖北阳新一带也具有类似构造样式（图 9-14）；在宜丰-景德镇南，形成或南东倾的韧性剪切带、斜歪褶皱，或直立的左行剪切倾竖褶皱；九岭构造带、万年构造带、修水-武宁盆地和浙西则均表现为平缓抬升。南华纪时期，修水-武宁盆地、浙西盆地再度沉降，形成滨海-陆表海红色碎屑岩沉积。

9.5　松潘-甘孜被动陆缘造山带（图 9-1，Ⅲ）

9.5.1　构造属性

松潘-甘孜造山带的全貌是根据三叠系的分布勾绘的（图 9-18）。以巴颜喀拉为中心的三叠纪盆地北至西秦岭-南祁连，东至上扬子台块的西缘（松潘-甘孜地区），西南缘为右江-南盘江-越北盆地。总的表现为早、中三叠世盆地南部和东部边缘地形起伏大，反映在沉积上厚度小，变化大（700～3400m），为滨浅海环境；中心整体沉降，厚度大（6500～9000m），相对稳定；西秦岭地区沉降幅度最大（16 000m），活动频繁。

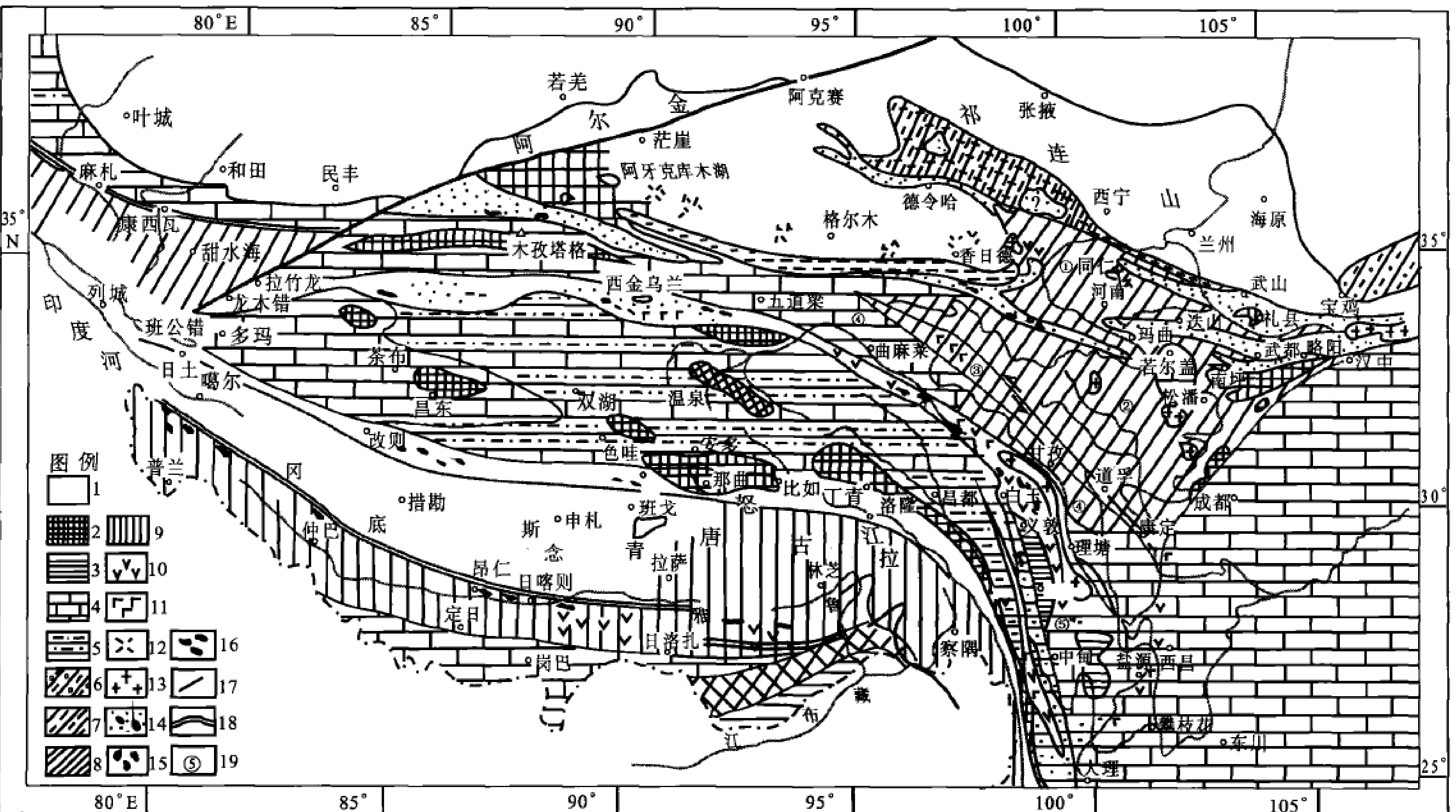


图 9-18　松潘-甘孜古裂陷及东特提斯三叠纪构造图

(综合编绘,资料据姜春发等,1992;殷洪福等,1992;李才等,1995;许效松等,1996;张以弗等,1997)

1. 隆起与陆相盆地沉积区;2. 隆起;3. 有古生界盖层的隆起;4. 碳酸盐岩台地;5. 碎屑岩台地;6. 裂陷型滨浅海沉积;7. 裂陷型陆缘浅海沉积;8. 裂陷型浊积;9. 深海盆;10. 中酸性火山岩;11. 基性火山岩;12. 大陆裂谷型火山碎屑岩;13. 中酸性侵入体;14. 具上古生界活动基底的地区;15. 被侏罗纪活动边缘改造的地区;16. 蛇绿岩;17. 断裂与盆地边界;18. 未闭合洋盆;19. 沉积盆地编号:①西秦岭,②松潘,③卢霍-道孚,④甘孜,⑤白玉

三叠纪是冈瓦纳大陆解体时期，喜马拉雅与北大陆间有大洋分隔，现今保留在北喜马拉雅的三叠系复理石层就是残留的大洋沉积。另一个面积广阔的三叠纪海盆以松潘-甘孜为中心，横跨整个中国西南地区，如此广阔盆地的性质是什么？目前还是一个颇有争议的问题。

根据深部资料（图 9-3），松潘-甘孜地区具有扬子型克拉通基底。晚古生代时期，沿金沙江一线可能有大洋分隔，早二叠世之后，羌塘古陆向 NE 方向与大扬子板块碰撞聚合，主缝合线在金沙江一线。此后，羌塘古陆块与北大陆连为一体，其上普遍发育上二叠统陆相（北）或海陆交互相（南）磨拉石建造，三叠纪盆地就奠基在这样一个基底之上。

三叠纪盆地的形成不像一般理解的那样，是由大陆边缘向陆内发展的，而是一个由内向外发展的陆内裂陷盆地。早三叠世的深海位于西秦岭南侧；向四周去均转变为滨浅海环境（东秦岭、南祁连、巴颜喀拉）；西延的可可西里地区主要呈隆起状态，尚未发现下三叠统沉积；再向西至喀喇昆仑地区也是滨海相环境，仅发育数百米厚的浅海相片理化钙质粉砂岩、细砂岩、白云质灰岩及砾状灰岩沉积，夹紫红色放射虫铁质硅质岩（河尾滩群）；西昆仑地区这时为隆起带，无中-下三叠统沉积；羌塘地区也是稳定的大陆架浅海相沉积，以碳酸盐岩夹细碎屑岩沉积为主；广西右江地区发育了 8000～10000m 的火山沉积岩系（T_{1-2}），是这一裂陷早期的另一拗陷中心。至中-晚三叠世时，沉降中心才迁移至巴颜喀拉地区，这种由内而外强烈拗陷的古地理演化显然有别于一般大洋盆地的演化规律。此外，这一地区变质、变形、岩浆活动等也都表明它是一个裂陷型被动陆缘盆地，是大扬子古陆西缘向特提斯洋伸展减薄的结果，后期回返可能与陆内分异残留体的拆沉作用有关。

9.5.2 三叠纪盆地

1. 盆地基底（松潘-甘孜地块）

种种迹象表明，主体三叠纪盆地的基底是奠基在克拉通地块（松潘-甘孜地块）之上，根据从青海西部大柴旦经德令哈-都兰-花石峡和川西达日-阿坝-绵阳至川中大足县的大地电磁探测剖面，杨森楠等（1992）认为昆中断裂是华北大板块与大扬子板块的接合带，是一个地壳电性结构和岩石圈厚度变异带。接合带北侧岩石圈厚度为 117km，南侧为 138km，相差达 19km；松潘-甘孜构造带中部的相应部位未见高导层，而常见高阻层，从而认为松潘地块是存在的。据蔡振京（1987）对磁场特征的研究，亦显示克拉通地块的存在，松潘强磁场的西界在金沙江断裂和甘孜-白玉断裂，该断裂以西是低磁块体。同时上扬子西缘基底为康定群，上覆会理群和昆阳群，它们的区域构造方向均为东西向，向东均终止于龙门山-锦屏山断裂，显然后者不是区域边界，早期的界线应在更东的位置。

稻城-理塘一带上震旦统陡山沱组和灯影组碳酸盐岩不整合于恰斯群之上，这与上扬子地区的结构特征类似。早震旦世的裂谷活动沿康滇地轴呈南北向延伸，在北部的石棉-西昌盆地形成厚达万米的陆相火山磨拉石，南部澄江盆地堆积了冲积-河流相充填物，至上震旦统发育碳酸盐岩台地。古生代期间沿龙门山西侧奥陶系、志留系分别厚约 4000m，由汶川、宝兴向西至马尔康，其沉积均具有向上变细、变深的特点，下部为陆源碎屑岩，上部为碳酸盐岩。空间上，西部为深水浊积岩和条带状灰泥岩沉积，向东逐渐过渡为浅水沉积，呈现为由东向西，由浅海至次深海的古地理环境，代表由大陆架至陆基的转换。而这时地块主体部分（松潘地区）在早古生代很少接受沉积，至早石炭世晚期才开始接受台地相碳酸盐岩沉积（许效松等，1996）。

中-晚泥盆世至早二叠世扬子西缘裂陷进一步发展，中咱、松潘-甘孜等陆块与扬子之间曾经历陆缘裂谷-陆间裂谷-窄洋盆的进程。早二叠世末的裂谷活动达到了顶峰（图 9-19），康滇地区玄武岩沿茅口组顶面流动，呈中心式喷发，最大厚度可达 5386m，向外递减呈面状楔形体插入正常的沉积物之间，有些地方发育枕状玄武岩与砾屑灰岩混生的重力流楔。由康滇地区向两侧，由陆相喷发过渡为海底喷发。晚二叠世期间曾一度抬升，三叠纪时期由北向南的裂陷活动逐渐使松潘-甘孜地区发育成面积广阔的裂陷盆地。

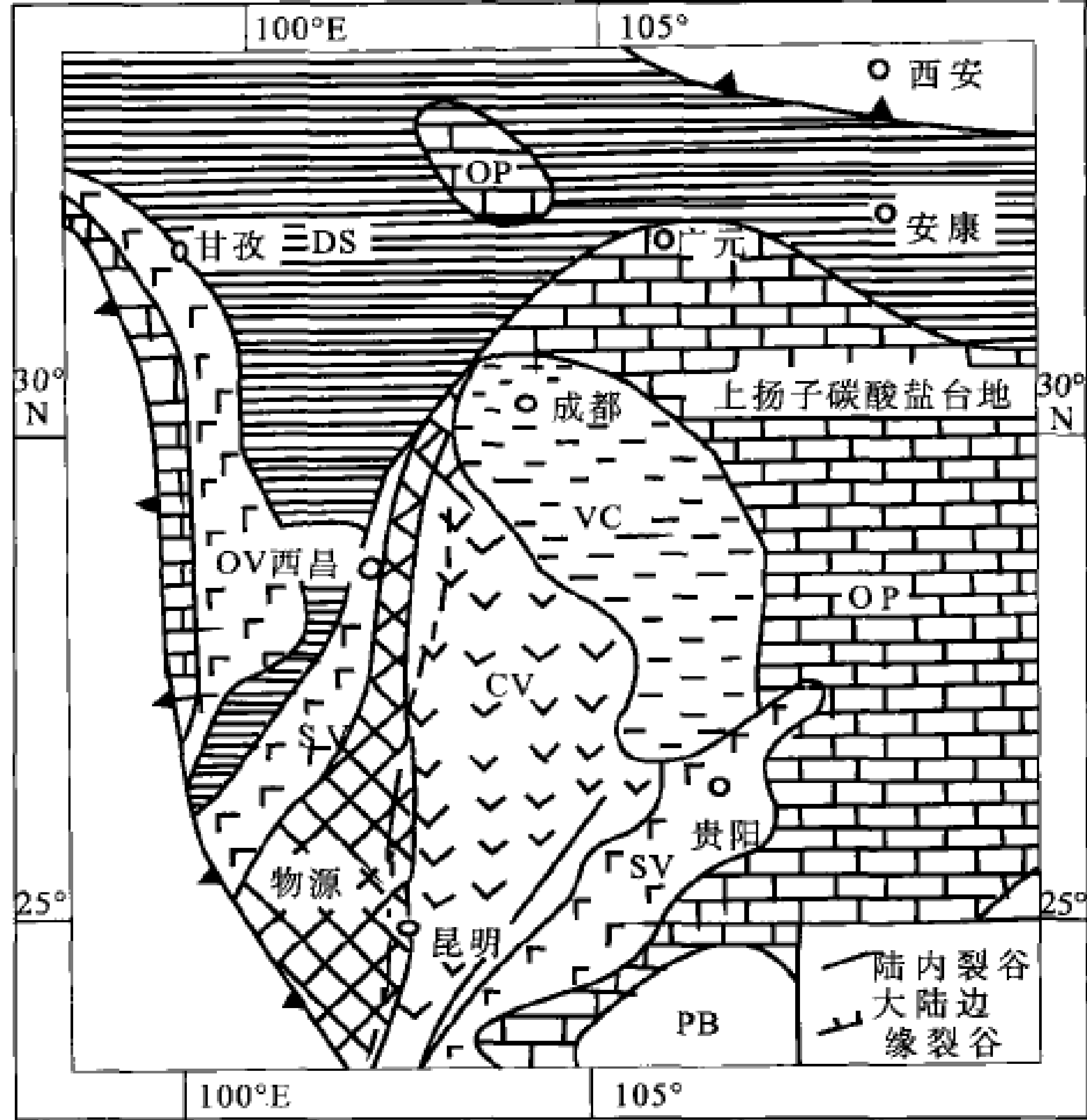


图 9-19 上扬子陆块西缘早二叠世末古地理与火山热事件

（许效松等，1996）

OP. 开阔台地；PB. 台间盆地；SH. 浅海碳酸岩-碎屑盐岩；DS. 深海盆地；VC. 火山碎屑岩；CV. 大陆玄武岩；SV. 海底玄武岩；OV. 洋壳玄武岩

2. 盆地东界构造特征

著名的龙门山断裂带和其北延的碧口断块构成松潘-甘孜三叠纪盆地的东界。二者的构造特征表明，它们都是稳定地块上的断裂构造，在印支运动中均以断裂活动或向东的推覆活动为特征，并不显示为岛弧或洋盆闭合。

1）*龙门山冲断带*

也称北川-映秀-小金河断裂带。以古新元古界为基底，上覆上震旦统-三叠系盖层，但志留与泥盆纪强烈沉陷，发育了近 7000m 的滨海三角洲或浅海碳酸盐台地相沉积。志留系茂县群是一套类复理石建造，志留系上部过渡为滞留盆地碳质黏土细碎屑岩沉积；上古生界为盖层型碳酸盐岩，早二叠世晚期沿龙门山西侧堆积了一套角砾状碳酸盐岩，并发育晚二叠世早期溢流玄武岩；中-上三叠统巨厚复理石沉积超覆在侵蚀间断面之上；在中三叠世与晚三叠世之间及

晚三叠世与早侏罗世之间的印支运动中，形成规模宏大的龙门山推覆构造带（图 9-20）；新近纪至早更新世进一步活动，山前形成 153m 的大邑砾岩和 230m 的名邛砾岩等多套砾岩层。沿茂汶、北川-映秀和江油-都江堰三条断层，将震旦系以上不同时代的地层向东推覆到盆地沉积之上。该断裂强大应力的长期积累，导致了 2008 年举世震惊的 5・12 汶川大地震的爆发，使人民生命财产遭受巨大损失。

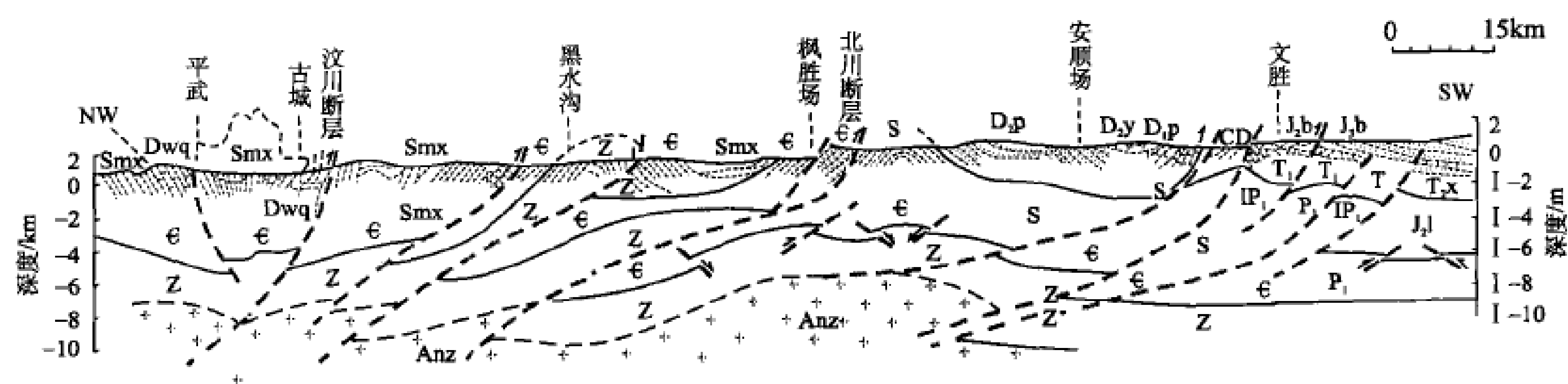


图 9-20　龙门山推覆构造 L55 地震测线解释剖面

（罗志立等，2000）

2）碧口断块

位于四川盆地、松潘地块与西秦岭交汇的三角地带。主体由中新元古界碧口群组成，其中呈断块形式存在一些新太古代断块，后者被命名为鱼洞子群，由条带状变硅铁质建造、斜长角闪岩、混合岩与结晶片岩组成，斜长角闪岩的锆石 U-Pb 年龄为 2675Ma（秦克令，1990）；下震旦统南沱组冰碛及含磷层假整合或不整合超覆于碧口群的不同类型岩组之上，上部普遍发育上震旦统白云岩、白云质灰岩和寒武系。

碧口群是一套细碧岩-角斑岩-碎屑岩建造，通常构成基性熔岩-酸性或中酸性熔岩、熔岩→火山碎屑岩→沉积岩、熔岩→沉积岩等多个火山旋回。熔岩中主体是发育枕状构造的拉斑玄武岩，具高钛、高钠、低钾特征，多数岩石碱度低，相当于岛弧型低钾拉斑玄武岩，南北缘岩石属高压-中高压相变质，与超镁铁质岩一起构成不典型的蛇绿岩建造。Rb-Sr 全岩年龄北部为 761～829Ma，南部为 839～970Ma（刘国惠等，1993）。一般认为碧口地块的基底形成于晋宁运动，后期以构造推覆体的形式受到强烈变动。

3. 盆地古地理

巴颜喀拉地区为盆地主体，中-下三叠统为滨浅海沉积，上三叠统由下部的次深海急剧转变为上部陆表海至内陆湖泊沉积，总厚 1300～15 000m。东部边缘的马尔康地区为厚度较小（6000m±）的大陆架浅海沉积，由东向西由以石英砂岩为主过渡为以长石石英砂岩为主。东缘南段的九龙地区为厚达 15 000～24 000m 的次深海到浅海沉积。西缘的西金乌兰至玉树一带中-下三叠统出露零星，且不连续，下三叠统下段以石英砂岩沉积为主，上段为台地碳酸盐岩，显示一种较为稳定的沉积环境；中三叠统为次深海复理石建造；上三叠统为厚度巨大（4300m）的海陆交互相沉积，上部含煤线、煤层和菱铁矿结核。向南在德格-稻城地区，中-下三叠统为滨浅海泥、钙质沉积；上三叠统从滨海-次深海及火山喷发-滨海与内陆湖泊沉积，除差异升降强烈外，沉积厚度达 7000m，为中-下三叠统的 4～5 倍。再向南到盐源-丽江地区，三叠系明显地由下部海进序列（T_1^2-T_1^3）与上部海退序列（T_1^3-T_2^3）构成，前者由砂质沉积过

渡到碳酸盐岩沉积，后者由下部的砂岩夹灰岩组合过渡为上部的陆相含煤建造。西缘昌都盆地为含大量火山岩的浅水沉积；至巴塘地区三叠系下部为一套火山岩和火山碎屑岩，上部为白云岩和生物碎屑灰岩。

就巴颜喀拉盆地主体而言，物源区来自西北和北方，呈面式供给。近中心的巴颜喀拉地区为大陆斜坡-陆基-深海盆地的浊流与等深流沉积，早期沉积中心在北侧，发育了较粗的沉积物，物源在西北和北侧；中晚期沉积中心南移，物源区在南，中期为深水-斜坡相的细碎屑岩浊流沉积；晚期为海平面相对上升的细碎屑黑色岩系。

9.5.3 构造-沉积演化

由北而南与由内而外的挤压变形是其构造演化的主要特点；多期次蛇绿岩、火山岩主要沿断裂展布，活动时间短，分布局限，总的表现为裂谷型小洋盆的多次出现和关闭。

古生代时期，古特提斯洋北缘可能是一个面积广阔的岛弧-边缘海，种种迹象表明其洋盆性质为陆缘小洋盆。以阿尼玛卿为代表，这里存在着早古生代、早石炭世-早二叠世和晚二叠世-中三叠世三个世代的蛇绿岩（边千韬等，1999，2001），它东延的康-勉-略带虽然有人主张其造山作用可推迟至中-晚三叠世，但蛇绿岩的时代主要为早石炭世（详见 8.4.1 节），这些特征表明上述蛇绿岩的形成应主要与小洋盆关闭的板内俯冲作用有关。而羌塘洋的最终关闭应在早二叠世末，主板块缝合线应位于金沙江一线，这里晚二叠世砾岩不整合在早二叠世及其以前的火山复理石沉积之上，不整合面上下的变质、变形与岩浆活动都显著不同。

早二叠世末板块碰撞之后，巴颜喀拉至金沙江带的陆缘地区为一相对隆起的晚二叠世陆缘火山岩带，早-中三叠世多为滨浅海沉积，厚度也相对较薄，这是裂陷初期的构造特征。至晚三叠世裂陷达到高潮，形成巨厚的浅海-半深海沉积-火山岩系，火山活动及沉积盆地的范围都比早期大大扩大。中巴颜喀拉的卢霍-道孚一带于晚三叠世早中期出现强烈火山活动，南至羌塘-中印地区的三叠纪沉陷也主要在晚三叠世。巴颜喀拉以北、以东内陆缘地区的演化历史与外陆缘地区不完全相同。首先表现裂陷开始早，如西秦岭和右江地区多以沉陷为主，火山活动不十分强烈。

晚三叠世时期盆地向西南收缩，海盆北界在阿尼玛卿以南，该带以北则转变为隆起或内陆湖盆，同时伴随着陆相火山活动；盆地东缘明显隆起，只接受了晚三叠世早期的海侵，很快就被内陆湖泊所取代，同时引起岷江和攀西裂谷晚三叠世火山活动。早-中三叠世时整体高于海平面的羌塘古陆在晚三叠世全面下沉，由陆表海渐变为陆内湖盆。西南缘的维西-德钦-贡觉一带为一三叠纪裂谷活动带，同时有基性、超基性岩侵入。从拉丁期开始西秦岭中北带率先隆起，西秦岭南带与松潘-甘孜从卡尼克-诺利克期、玉树-义敦于卡尼克-瑞替克期、龙门山在瑞替克期先后隆起，显示隆起时间由北向南、由中心向两侧发展，酸性岩类的侵入时间亦有同样趋势。

裂陷的回返造山可能主要与壳下分异残留的超镁铁岩的拆沉作用有关，盆地的变形轨迹也大致反映了这一动力学机制。虽然变形既表现为由北向南的推挤，也表现为由西向东的挤压，但后者仅局限于金沙江和甘孜-理塘两个蛇绿岩带间，该带以东亦表现为强烈地由北向南的推挤，形成木里、盐源一系列顶朝南的弧形构造。同时也表现为由主盆地中心马尔康一带向两侧的扩展，向东形成龙门山推覆构造带，向西形成炉霍-道孚（鲜水河东侧）走滑断裂带，这都是一些仅靠板块俯冲机制无法解释的现象。许志琴等（1992）曾从变形角度提出“西康式”褶皱的动力学模型，他们提出的“西康式”褶皱为双向挤压的重褶皱，第一期因近东西向的韧性

剪切形成南北向“A”形平卧褶皱，远处形成轴为东西向的“B”形直立褶皱；第二期为南北会聚形成的“西康式”褶皱；第三期因东西向汇聚使早期近东西向构造线呈向南明显突出的弧形构造。前已述及，因区内的板块汇聚主要在早二叠世末，三叠纪时期的板内“A”形俯冲作用起源于同一力源，并无先后之分，故上述解释无合理的动力学模型。可能的情况是早期的力源来自陷槽回返自内向外的扩展，后期近垂直方向叠加的力源可能起源于晚造山期伸展作用，热膨胀是其主要原因。许志琴等（1992）对这一阶段盆地中心的雅江热隆伸展构造已有详尽描述，其应力方向在早中三叠世时表现为由中心至盆地两侧，晚三叠世时则表现为一致向东部前陆方向的逆冲，这与中生代时期我国东部地幔调整出现南北向的梯度带有关。

除西缘的金沙江与甘孜-理塘间外，火山活动与侵入活动都比较零星（图 9-18）。北缘仅出现在西秦岭西段鄂拉山一带，并以中酸性火山岩为主；南侧的白玉-中甸断裂与甘孜-理塘断裂之间早期从双峰式组合向大洋拉斑玄武岩演化，晚期是钙碱系列的安山岩-英安岩-流纹岩与双峰式玄武岩交替出现；玉树-甘孜一带早期为玄武岩-酸性凝灰岩组合，上部为安山岩-英安岩-中酸性凝灰岩组合；仅中巴颜喀拉的卢霍-道孚一线火山岩以基性熔岩和玄武质火山角砾岩为主，二者呈 10～20m 的韵律层产出，下部多为火山角砾岩，上部为气孔状玄武岩（局部有枕状构造）。后者中的玄武岩多高 MgO，低 K_2O、TiO_2 和 P_2O_5，具大洋拉斑玄武岩的化学特征；但与灰质角砾岩和灰岩呈互层或夹层产出，可能是大陆裂谷曾一度发展为大洋裂谷环境下的产物，主要活动于晚三叠世早中期（张以弗，1996）。

侏罗纪火山活动仅位于玛曲东北一线至迭山北，发育中酸性熔岩和火山碎屑岩，赋存于下侏罗统煤系地层中。古近-新近纪火山活动主要在可可西里地区，常呈岩被和火山岩台地，以粗面安山岩和安山粗面岩为主，$K_2O+Na_2O\approx8\%$，属次（亚）碱性岩类，时代主要为中新世（24.0～11.9Ma）。

9.6 右江-南盘江被动陆缘造山带（图 9-1，Ⅳ）

右江-南盘江造山带是在晚古生代至印支期盆地基础上发育而成的，后者亦称为右江盆地、南盘江盆地，或广西盆地，盆地的大致范围在越南马江板块缝合带以北至黔中隆起带以南的广大地区。它是一个开始于泥盆纪，中三叠世达到鼎盛，晚三叠世隆起的一个裂谷型被动陆缘盆地，晚期可能有弧后分裂盆地的叠加。早期主要活动于扬子台块与华夏地块间，故泥盆纪-石炭纪深水槽盆轴向呈现 NW 和 NE 两个方向 [图 9-21 (a)]；早二叠世之后（阳新世末的东吴运动），拗陷轴逐渐转变为 NE 方向 [图 9-21 (b) ～ (d)]；晚期钦州海槽褶皱隆起，盆地的活动中心逐渐局限于扬子古陆西南边缘的广西境内。整个海西-印支期沉积厚度近万米。

9.6.1 海西期盆地的形成与演化

志留纪末的广西运动后，仅“钦防海槽”中可见下泥盆统与上志留统为连续沉积，且都含笔石化石，除此之外，扬子与华夏板块的大部上升成陆，一致朝南、南东方向伸展，形成盆地-台地交替分布的古地理格局。这一伸展断陷是从西南方向的黔南-广西向 NE 方向逐渐推进的，可见泥盆系底砾岩具有明显的穿时性，在广西-湘西为早泥盆世，湖南中、北部-江西-福建一带，逐步抬升至中泥盆世或晚泥盆世。黔南-桂北地区引起深拗陷的断裂主要有两组 [图 9-21，(a)]，北西一组是主要控盆断裂，紫云-罗甸-南丹-河池（简称紫-罗-南）断裂带位于盆地的东北边缘，向西南方向依次有隆林-百色、广南-那坡等断裂带。从早泥盆世晚期开始强烈活

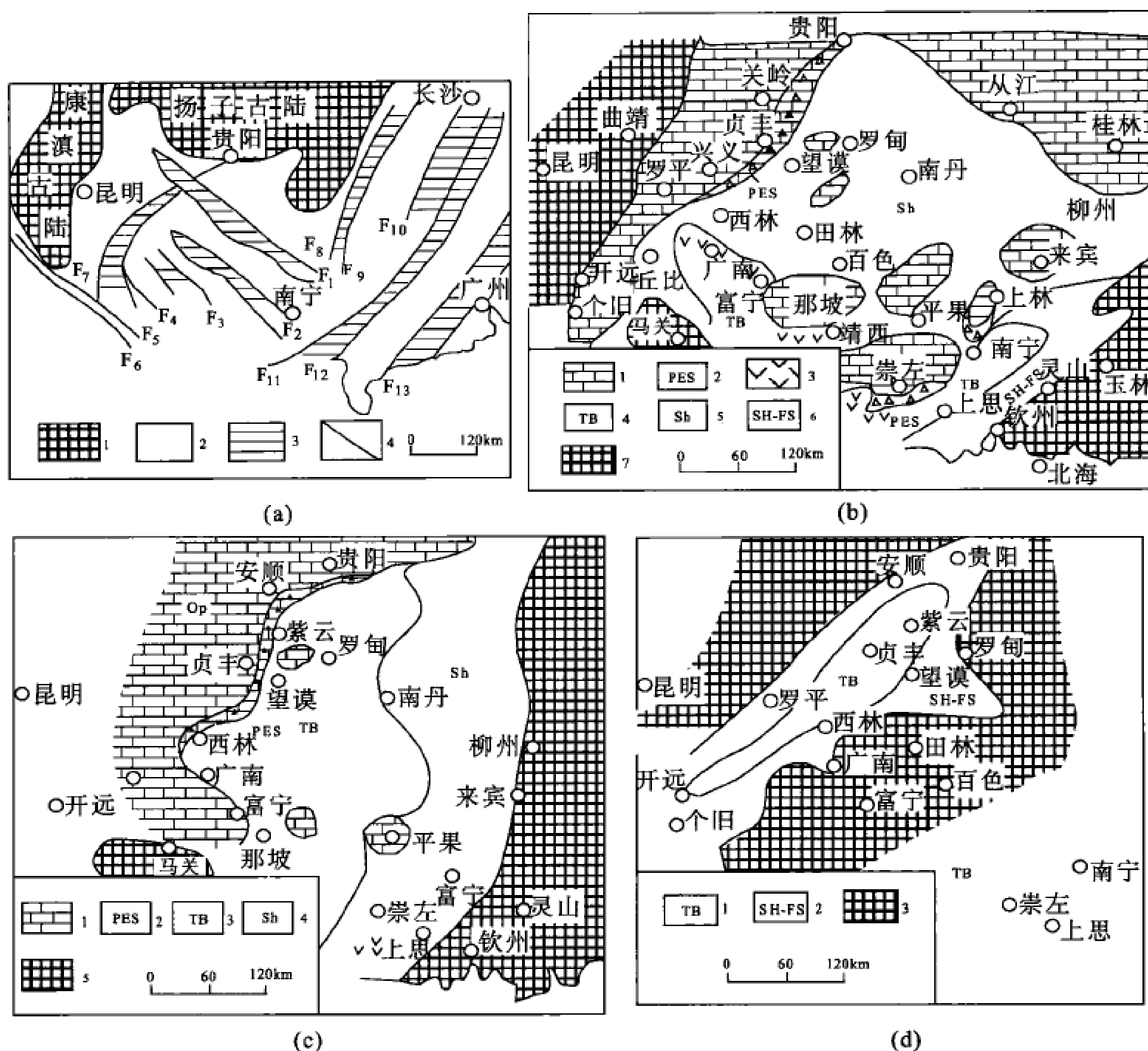


图 9-21　右江-南盘江盆地泥盆-石炭纪构造岩相综合图

（郑荣才等，1993 资料综合）

(a) 泥盆纪岩相古地理图：1. 古陆；2. 滨岸碎屑、大陆架与碳酸盐岩台地相区；3. 深水台间盆地相区；4. 同沉积断裂活动带；F_1. 紫云-罗甸-南丹断裂；F_2. 隆林-百色断裂；F_3. 广南-那坡断裂；F_4. 文山断裂；F_5. 红河断裂；F_6. 哀牢山断裂；F_7. 开远-平塘断裂；F_8. 三江断裂；F_9. 冷水江-龙胜断裂；F_{10}. 湘潭-零陵断裂；F_{11}. 衡阳-钦州断裂；F_{12}. 合浦-郴县断裂；F_{13}. 吴川-四会断裂；(b) 早三叠世岩相古地理图：1. 台地；2. 台地边缘斜坡；3. 火山岩；4. 浊积盆地；5. 大陆架；6. 大陆架-滨岸；7. 剥蚀区；(c) 中三叠世岩相古地理图：1. 台地；2. 台地边缘斜坡；3. 浊积盆地；4. 大陆架；5. 剥蚀区；(d) 晚三叠世卡尼期岩相古地理图：1. 浊积盆地；2. 大陆架-滨岸；3. 剥蚀区

动，以张性断陷为主，发育成地堑式、半地堑式盆地。以紫-罗-南断裂带为例，泥盆纪时期台缘生物礁带、重力流及滑塌堆积主要分布在盆地东北侧，厚度向西南一侧明显减小；到石炭纪时盆地西南一侧发育大规模滑塌变形构造和碎屑流沉积，表明盆地前期具半地堑性质，仅东北一侧断陷；后期发育为双边断陷的地堑式构造。北东向一组具走滑性质，有两种成因，一是前泥盆系基底断裂在新应力场中的重新活动，可以钦州断裂为例；一是 NW 向断裂的派生断裂，其方向主要为 NNE 和 NEE，在南丹一带最为典型，主要活动于石炭纪-二叠纪。因走滑拉张与走滑挤压间互进行，空间上往往形成盆中有台、台中有盆的复杂格局，并造成盆地多呈“S”形弯曲，堆积体也多呈指状。

早泥盆世初期沉积了厚达700多米的滨岸相碎屑岩，主要为细粒石英砂岩、岩屑石英砂岩和含砾砂岩，其成分和结构成熟度都较高；早泥盆世中期，海侵扩大，南丹南东一带发育滨外较深水泥岩；早泥盆世晚期，海侵继续扩大，主断裂南侧的南丹东河一带出现浊流沉积，主断裂外侧则依次发育盆地相和碳酸盐台地相-陆棚相-滨岸相沉积，古水流方向为北西向，沉积厚度可达700～900m。

中泥盆世早期岩相带分布大致同早泥盆世晚期，但局部出现海退，海退地区有厚达千米的三角洲前缘沉积，浅海陆棚上局部出现碳酸盐岩台地；同时，NE-NEE向断裂加剧活动，造成盆地内部差异升降强烈，局部出现水下隆起（其上发育生物礁，如大厂龙头山珊瑚-层孔虫礁）和由浊积扇沉积构成的深拗陷（河池西南）。中泥盆世晚期，早期继续出现海退，晚期又发生海侵；岩相带沿雪峰古陆西南方向依次展开，从滨岸-局限台地-陆棚-开阔台地-台棚-台缘斜坡到盆地沉积，再向西南侧为乐业-巴马台地；生物礁、重力流沉积和滑塌堆积多出现在盆地北东一侧。

晚泥盆世早期是广西境内的最大一次海侵期，陆缘碎屑沉积大大减少，碳酸盐岩沉积占绝对优势，形成盆地、台地相间分布的古地理格局；深水盆地分布在罗甸至河池一线，其下部为含放射虫、颗石藻硅质岩夹硅质泥岩，其厚度由盆地中心向边缘减薄。晚泥盆世晚期，发生区域性海退，发育水下隆起，在NW向与NNE向两组断裂的交汇处常形成盆内次级浊积拗陷。

早石炭世继前期海退之后，地壳再次拉张沉陷，海侵扩大，基本上保持了NW向展布的盆、台相间的构造格局。中石炭世-晚石炭世是盆地逐渐收缩变浅，浅水碳酸盐台地广泛分布的时期，盆地南北边缘发育重力流形成的砾屑灰岩、砂屑灰岩及生物屑砂屑粉屑灰岩，晚期出现潟湖相沉积。石炭纪末抬升，与二叠系间形成假整合接触。

早二叠世的主要沉积为滨浅海碎屑岩与开阔台地相的碳酸盐岩沉积，晚二叠世主要发育局限台地-沼泽、开阔台地、台缘斜坡和盆地等相带，其中局限台地-沼泽含煤沉积在盆地周围大面积分布，开阔台地分布局限，台缘斜坡相以厚度较大的碎屑流、浊流沉积为特色，盆地沉积中含火山碎屑浊流沉积。

9.6.2 印支期盆地的形成与演化

在晚海西-印支期间，盆地发育大致经历三个发展阶段：①P_2-T_1拉张断陷阶段；②T_2拗陷补偿充填阶段；③T_3^1盆地萎缩最终关闭阶段。早期张裂断陷形成被海水包围的若干个孤立的碳酸盐台地［图9-21（b）］，且由南向北发展，西南和东南一侧为深水浊积和火山岩盆地，向北去被陆棚浅海所代替；中期以强烈拗陷为特征，早期的孤立碳酸盐岩台地大部被淹没，全区几乎都被陆源碎屑浊积所覆盖［图9-21（c）］，一般厚度都达到2000～3000m；晚期广南-罗甸一线上升成陆（中三叠世末），形成构造线NW向的褶皱断裂带，盆地萎缩成一个NE向的窄盆［图9-21（d）］，卡尼期末的上升运动（安源运动）中海水全部退出，盆地关闭。

中三叠世沉积速率最大，发育碎屑浊积岩和滑塌堆积，一般厚2000m，最厚达5000m。从早期到晚期均有火山活动，主要集中于盆地南侧，沿NW向展布（广西-那坡-龙州一线）。至中三叠世时裂陷活动达到高潮，火山活动也相应转变为与裂陷轴一致的NE向。火山活动第一阶段（中泥盆世到早石炭世）以碱性及钙碱性玄武岩为主，含少量过碱性岩，以熔岩为主，火山碎屑岩次之；第二阶段（晚二叠世）以拉斑玄武质熔岩和火山碎屑岩为主，由北向南碱度增加；第三阶段（三叠纪）的火山岩从中基性向中酸性演化，早期（T_1）为玄武岩-英安岩类，晚期（$T_{2\text{-}3}$）以流纹岩及其碎屑岩为主，仅下部（T_2）有少量中酸性英安斑岩产出（刘文均

等，1993）。所以从第一阶段到第二阶段火山岩总的表现为双峰式火山岩组合，显示裂谷或裂陷型火山活动，并不具岛弧特点。有人认为泥盆纪-二叠纪为裂谷环境，三叠纪属于岛弧。但后者的玄武岩、中酸性火山岩和花岗岩的 Isr 高达 0.710～0.720，缺乏幔源岩浆信息；加之其主裂陷与火山活动轴垂直大陆边缘；缺乏因强烈热挠动导致的普遍区域变质作用，这都证明可能不存在一个三叠纪右江岛弧。但可能有弧后分裂盆地的叠加，因为右江-南盘江盆地中三叠世的主分裂期与越北马江洋盆的主扩张期相同（Song Ma，表 11-1），而且在中越边境一带还可能存在一个岛弧隆起带（图 9-1）。

吕洪波等（2003）也提出，印支期在南盘江盆地的西南方向存在一个三叠纪洋盆，越北的马江-沱江洋，南盘江盆地火山岩的壳源特点、同沉积变形所反应的挤压特点等，说明盆地属于与马江-沱江洋印支期碰撞造山作用有关的前陆盆地。在南盘江盆地中三叠统厚达 5000m 的复理石沉积中保存着丰富的同沉积挤压构造，有挤压褶皱（图 9-22 左图，右图为模拟试验）、挤压岩枕、挤压裂隙和挤压皱脊等，发育于复理石砂岩层顶面和泥岩层底面，是成岩前遭受挤压的动态记录，同沉积构造的挤压方向说明盆地在接受中三叠世沉积的同时，受到 SSW-NNE 方向的挤压作用。

马力等（2004）主张中越边境线上存在一条八布-Phu Ngu-香葩岛蛇绿岩带（图 9-1），其活动时代可以从三叠纪上溯到二叠纪-石炭纪（河口蛇绿岩石 199～263.7Ma，邹日和朱炳泉，1997；PHU-Ngu 方辉橄榄岩、蛇绿岩，199Ma，钟大赉等，1998）。

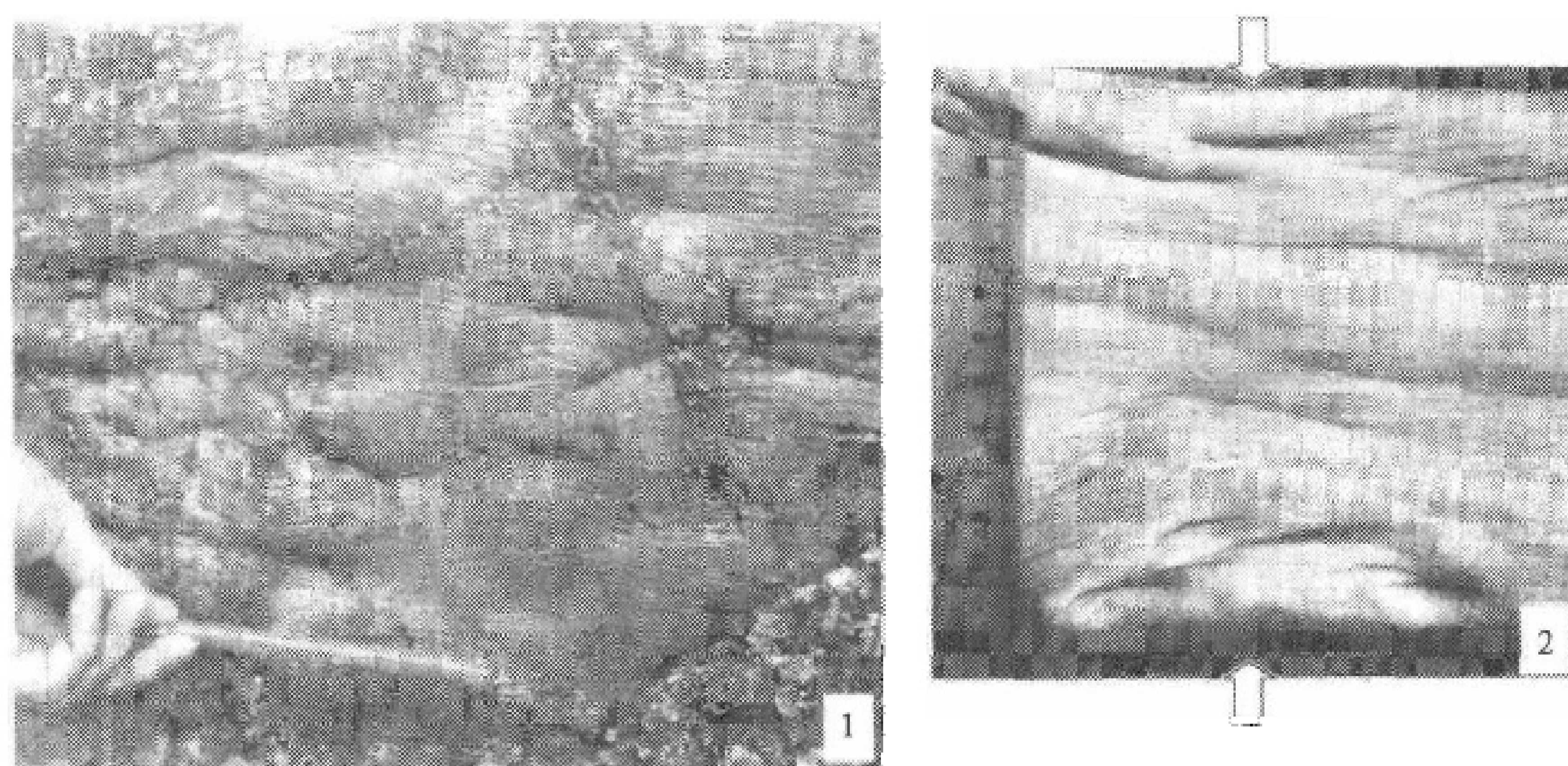


图 9-22　砂岩底面的挤压褶皱和挤压岩枕

（吕洪波等，2003，贵州罗甸中三叠统边阳组 T_2b）

9.7　华南被动陆缘造山带与华夏古陆（图 9-1，V）

9.7.1　概述

江南古陆东南的我国东南地区过去多称为东南加里东造山带或华南造山带或华夏板块，但其构造属性目前尚存争议。一部分人认为东南地区的基底为陆壳，是奠基于陆壳之上的冒地槽褶皱带（任纪舜等，1986，1999）；另一部分人认为属于洋壳（王鸿祯等，1986）。近十多年来，根据出露在研究区的中-高级变质岩、韧滑流变形和大批高质量测年数据，多认为华南曾

经存在过一个前成冰纪的古老基底，由元古宙片岩、片麻岩、混合岩等组成，原岩为碎屑岩、火山岩和深成侵入岩，最老年龄达 2 Ga，习称华夏地块，但范围比 Grabau 描述的要小。在 8 亿～9 亿年，伴随古华南洋的闭合，华夏地块与扬子陆块碰撞聚合，成为罗迪尼亚超大陆的一部分。聚合不久，受成冰纪罗迪尼亚超大陆裂解事件的影响，原华夏地块被肢解成浙南-闽北、赣中-赣南和云开大山三个古陆残块，中间是裂谷或海槽。其裂解残块集中分布在绍兴-江山-萍乡断裂和政和-大埔断裂之间的地带内，结束了其完整古陆块的历史。震旦纪-早古生代，这些海槽被进一步扩张变宽，内部被巨厚的碎屑岩（含灰岩）、浊积岩层所充填，但缺少同期蛇绿岩和火山岩，暗示拉张强度没有深达上地幔，为一被动陆缘环境。最新年代学结果表明，原定早古生代的蛇绿岩和火山岩均为前震旦纪，8 亿～9 亿年者居多，对原先的早古生代构造格架需要再研究。到志留纪，华南发生了强烈的构造-热事件，导致震旦纪-早古生代海槽关闭，巨厚沉积物褶皱隆升，在元古代变质基底上形成了加里东期褶皱造山带。此期褶皱变形、韧滑流变非常普遍，有推覆与走滑两种，变形峰期在 400～420Ma。同时，还发生了强烈地花岗岩浆活动，岩浆峰期为 400～430Ma，绝大多数是过铝质的 S 型花岗岩，I 型花岗岩少见。之后，晚泥盆世砂砾岩层呈角度不整合大规模地覆盖在整个华南前泥盆纪岩层之上；至此，研究区和江南等邻区的沉积环境与古地理才得以真正统一（舒良树，2006）。

9.7.2 华夏古陆

已有资料说明，华夏古陆应该是存在的，但它不是一个很稳定的陆块，其上发育数条深大断裂，沿断裂有裂谷型火山活动，某些断裂可能深达上地幔，从而出现了一些局限小洋盆。

1. 研究现状

“华夏古陆”一词由葛利普（Grabau）1924 提出，指的是出露了一套区域变质岩系的中国东南部及其相邻广大地区；地质词典对其的解释是：指现在亚洲大陆东部边缘及包括东南海岛的前寒武纪以来存在的大陆；我国学者对其多见解不一：是“浙东南和闽西北的大面积中生代火山岩覆盖区内出露有零星的深变质岩，泥盆-石炭系未变质的砂砾岩不整合其上”（程裕淇和王鸿祯，2006）；黄汲清（1945）、陈国达（1956）、马杏垣等（1961）则多指浙赣铁路以南的地区。自 20 世纪 60 年代以来，首先在赣南的南康县发现了早古生代花岗岩（徐克勤等，1960）；在赣南泥盆纪粗碎屑岩高角度不整合覆盖在奥陶系板岩之上（徐克勤等，1963）；在赣南、闽北等地原定“华夏古陆”的龙山群和建瓯群中发现了较多寒武纪、奥陶纪的笔石、腕足等化石（江西省地质矿产局，1984；福建省地质矿产局，1985）；1965 年，郭令智等将浙赣铁路线以南地区的“华夏古陆”改定为“华南加里东褶皱带”，认为它主要由震旦纪-早古生代的岩层构成。20 世纪 70 年代末，根据当时的资料，郭令智等（1980）提出武夷-云开地区是加里东期古岛弧，政和-大埔断裂带是加里东期板块俯冲蛇绿岩带，称之为“华南元古代-早古生代地体群”（郭令智等，2000）。自 20 世纪 80 年代中期以来，测年学技术取得较大进展，伴随大批前震旦纪的年代数据陆续发表，逐渐引发了新一轮“华夏古陆”研究热，Shui（1988）根据当时数十个 Rb-Sr 和 K-Ar 测年数据，重提“华夏古陆”，并提出“两台夹一槽”的认识（扬子古陆、华夏古陆中间夹江绍海槽）；任纪舜等（1990）认为是“古生代陆内拗拉槽”；李继亮等（1993）提出“早古生代碰撞造山带”；杨树锋等（1995）称“早古生代岛弧”，殷鸿福等（1999）则称华夏板块，认为是“特提斯多岛洋的一部分”。近 10 年来，伴随着扬子与华夏两大陆块被纳入中元古代罗迪尼亚超大陆范围，一批与超大陆的聚合、裂解有关的研究论著纷

纷发表，目前资料证明，在扬子陆块南侧的元古宙大洋中，曾经存在过一个规模较大的古陆块，从而出现沿江山-绍兴断裂分布的新元古代蛇绿混杂岩带和强烈碰撞造山和岩浆事件；并在成冰期（Cryogenian）的825Ma左右发生过大规模的裂解，形成多级次块体，陆块之间是深海槽。较大的陆块有浙闽、武夷、武功、赣南-粤北、云开等（图9-23）。

图9-23　浙赣铁路以南古陆残块分布示意图

（据舒良树，2006图补充修改）

Ⅰ.浙南-闽北古陆残块；Ⅱ.赣中-赣南古陆残块；Ⅲ.云开大山古陆残块；Ⅳ.浙闽沿海古陆残块

这些地块因后期改造强烈，地层出露零星，可以下列一些岩系为代表：下层为古元古界八都群（浙南）或麻源群（闽北）、中元古界龙泉群（浙南）或马面山群（闽北），由混合岩、片麻岩、花岗片麻岩、片岩、变粒岩和浅粒岩等组成，出露在武夷山地区；中层为新元古界陈蔡群（浙南）、吴墩组（闽北）、铁砂街组（赣中）和神山群（赣南），由板岩、千枚岩、片理化碎屑岩、火山碎屑岩、细碧岩、玄武岩和流纹岩等组成，无混合岩化；后者也出露在云开大山地区，称云开群，这些变质地层之上覆盖着震旦纪-志留纪巨厚板岩化陆源碎屑浊积岩。

20世纪90年代根据龙山群、陈蔡群、建瓯群中一些早古生代地层的发现，曾把沿政和-大埔断裂出露的变质火山岩及少量镁铁质、超镁铁质岩看作加里东期蛇绿岩（长达60km，厚800m），也有人认为属南华纪蛇绿岩。王鹤年等（2003）沿断裂由北向南对三个马面山群剖面（政和-马面山剖面；龙岩-龙北溪剖面；尤溪-梅仙剖面）的系统研究后认为其年龄为1730～

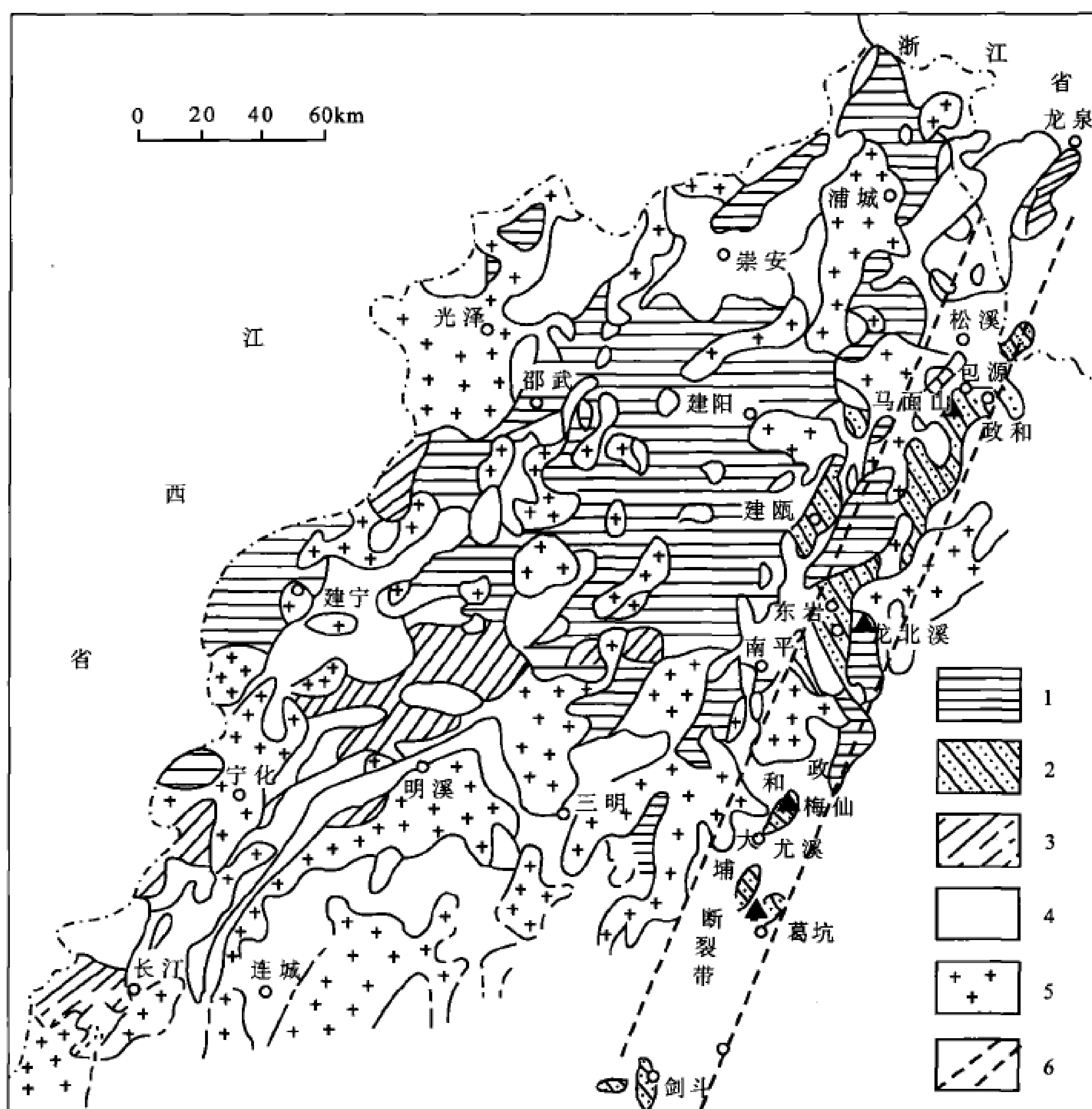


图 9-24　浙闽沿海基底岩系分布图

（王鹤年，2006）

1. 麻源群（角闪岩相）；2. 马面山群（绿片岩相、低角闪岩相）；3. 震旦系变质火山岩；4. 古生代盆地；5. 不同时期的花岗岩；6. 政和-大埔断裂带

1770Ma（Sm-Nd），属大陆裂谷拉斑玄武岩（图 9-24）。

孙大忠（1999）用单颗粒锆石定年（配合少量 Sm-Nd 和^{40}Ar-^{39}Ar）测得侵入麻源群中花岗岩的岩浆锆石年龄为 1840Ma，捕获锆石的年龄为 1950Ma±，后者应代表麻源群的形成年龄；马面山群的年龄为 1000～1438Ma，其中含 2142～2589Ma 的碎屑锆石。此外还测得浙东建瓯群锆石 U-Pb 年龄为 1890Ma，武夷山中段建宁地区斜长角闪石 Sm-Nd 年龄为 2682Ma。上述资料初步证明在浙赣闽地区确实存在一个古老的陆块。

在以赣南寻坞县为中心的赣粤交界地区，也有一大片基底岩系出露，北部称寻坞群，南部称龙川群。这是一套以陆源碎屑岩为主的沉积岩，变质程度以绿片岩相-低角闪岩相为主，局部达高角闪岩相以上，并伴有混合岩化。它们多被泥盆纪以后的沉积角度不整合覆盖，过去多认为属震旦-寒武系（广东省地矿局，1988）。于海津（2006）作了龙川地区黑云母斜长片麻岩中 42 颗锆石的 U-Pb 测定，得到太古代-元古代的多组数据，其中最新一组数据的年龄为

548～565Ma。因其角度不整合于未变质的寒武系之下，推测其原岩应形成于晚新元古代的活动大陆边缘环境。

海南地区的抱板群分下部片麻岩和上部片岩两个岩组，片麻岩由长英质片麻岩和斜长角闪片麻岩组成，后者原岩为高钾变基性-中基性火山岩，其成因与大洋板块的俯冲作用有关（徐德明等，2006），多数资料反映其年龄为中-古元古代，如片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为 1824±77Ma（马大铨等，1998），Sm-Nd 全岩年龄为 1687～1700Ma（梁新权，1995，2000）；上部片岩组还缺少年龄数据，有报道石碌群年龄为 975Ma；在西沙的永兴岛上，在新近系之下钻遇花岗片麻岩、石英云母片岩、片麻状花岗岩，Rb-Sr 全岩年龄为 1465Ma，变质年龄为 627Ma（杨巍然，1986）。

2. 来自云开大山的启示

古陆裂解的机制还存在不少争议，不少人主张加里东期华南地区为扬子板块的东南被动陆缘，向大洋方向的伸展减薄是导致其裂解的主要原因。其裂解沉陷是沿着多条断裂进行的，现在仅有雪峰隆起带和福建政和-大埔断裂北段保留着裂开时期的岩石学记录。云开群底部蛇绿岩时代的确定（872Ma），证明这可能是华南、扬子拼贴之后而又裂解下来的一个原属华夏古陆的碎块。

云开地区有上下两大套岩石：上部岩组主要为绿片岩相（局部绿帘角闪岩相）的火山-沉积建造，称云开群，分布于云开隆起的周缘；下部为角闪岩相-麻粒岩相变质岩和侵人其中的片麻状、条带状、眼球状花岗质岩石，称信宜-高州杂岩，广泛出露于云开隆起的轴部。云开群总体上以变质砂岩、石英片岩和云母石英片岩为主，中部夹中酸性变质火山岩、大理岩和磁铁矿层，顶部见硅质岩和硅质板岩。叶真华等（2000）对云开群中化学成因硅质岩作^{40}Ar-^{39}Ar测定，获得 872.8±8.6Ma 坪年龄；结合该群中单颗粒锆石分层蒸发年龄为 922～940Ma，彭松柏等（2006）在对其底部所夹的层状、似层状变基性、超基性岩进行研究后，认为这是一套经过强烈改造的蛇绿混杂岩，其中变基性岩的全岩 Sm-Nd、Rb-Sr 等时线年龄分别为 824±77Ma、667±43Ma 和 663±17Ma；其地球化学与同位素地质特征表明，它们是产于俯冲带上（SSZ）和洋中脊环境（E-MORB）的玄武岩，来自富集地幔源区，可能与地幔柱（OIB）活动有关。

9.7.3 华南加里东造山带（图 9-1，V）

华南地区尽管有许多称谓，但因其强烈的变形和花岗岩浆活动，多认为这是一块加里东期褶皱带。但它又不同于一般意义的俯冲-碰撞造山带，因为至今没有确定的加里东期蛇绿岩发现，没有明显的俯冲-碰撞遗迹，缺乏一致的逆冲方向等。这些特征都表明这一造山带很可能是一个被动陆缘造山带，是新元古代板块碰撞之后，作为扬子板块被动陆缘而向东南方向伸展断陷基底上发育起来的，造山机制是由于下地壳拆沉作用引起的陷槽回返，而与板块碰撞作用无关，故其特征与典型陆缘造山带迥异。

主要特征表现为强烈地花岗岩浆活动；震旦纪-早古生代 10000 多米厚的沉积岩均已卷入强烈褶皱变形和韧滑流变；但变质很弱，多为板岩，故不少地段三叶虫和笔石化石得以保存。

主要构造特征如下所述。

1）强烈沉陷而无同期火山活动

华南被裂解的块体之间是裂谷或深海槽，如武夷山区块内的南北向建阳-三明海槽（Z_1-Є）；南北向的邵武-将乐-清流-会昌海槽（Z_1-Є-O）；更大规模的是南北向的南城-寻坞深海槽（Z_1-Є-O），这是武夷陆块与赣中南陆块的分界，海槽和陆块之间是正断裂接触。在这些海槽中，连续堆积了从早震旦世到晚奥陶世巨厚的碎屑岩（迪口组）、碎屑岩-碳酸盐岩（龙北溪组）浊积岩，厚度为10 000～20 000m。

虽然寒武纪-奥陶纪的浊积物沉积厚度巨大，却未发现同期火山喷发或基性岩浆侵入活动。虽然裂解-扩张的范围可能较大，但裂解深度并不大，沉积学标志指示，当时为水体南深北浅的稳定型沉积环境。例如，会昌-崇义一带寒武纪-奥陶纪地层以巨厚浊积岩为特征；上犹县龙华乡下寒武统复理石板岩中发育20m厚的含硫碳质板岩；宁冈-泰和一带同期地层则富碳质层和灰岩夹层；Yang等（2004）的古地磁研究成果也表明，380～750Ma华南是个相对稳定的沉积区，没有继续裂解。

华南地区过去曾有多处加里东期蛇绿岩的报道，但根据近些年的研究，这些镁铁质、超镁铁质岩石都变质很深，原岩和基质都难以辨认，有些原来认识有误，加之近些年测年技术的进步，新确定的年龄都为8亿～9亿年，为晚元古代古陆裂解的产物。例如，福建政和、建瓯等地的蛇绿岩、玄武岩新测定的年龄为797～853Ma（舒良树，2008）。

2）强烈褶皱与韧性剪切变形

大量资料表明，在400～420Ma前后华南经历过一次强烈的构造-热事件，即加里东期构造事件。在整个浙赣铁路线以南地区，所有震旦纪和早古生代的巨厚沉积物均卷入了强烈的褶皱变形，发生区域低绿片岩相变质作用和中-深地壳层次的韧滑流变。在赣中南，形成一个以震旦系为核部的大型复背斜，两翼为早古生代褶皱岩层，其褶轴走向近东西。在赣南，整个龙山群表现为一个大规模的紧闭倒转背斜。在武夷山，震旦系和寒武系被强烈褶皱，并发生板岩化变质，韧滑流变非常明显和普遍，变质岩层中剪切面理发育，面理面上拉伸线理和矿物拉伸线理醒目，根据线理、面理和动向标志，初步厘定出逆冲推覆和左旋走滑两期韧性变形，其新生白云母Ar-Ar年龄为421 ±8Ma（弋阳县周潭）和394 ±5Ma（政和县蝴蝶街，舒良树等，1999）。结合诸暨化泉辉长质糜棱岩和武平高温高压麻粒岩相变质岩等事实，舒良树等认为本区发生过上、中、下三种地壳层次的构造流变作用：黏滞流变（形成黏性辉长质糜棱岩）、韧滑流变（形成韧性长英质糜棱岩）和碎裂流变（形成脆性钙质糜棱岩）。最近在武夷-南岭一带还发现由麻粒岩相变质岩和陆壳部分熔融体与地幔岩浆相互混合而成的花岗质杂岩体，花岗岩中常见玄武岩浆底侵产物的基性岩包体。所有这些都暗示该区曾经发生过壳幔物质之间的相互作用。

3）强烈地花岗岩浆活动

加里东期花岗岩主要出露在武夷山和赣南地区，多数属强过铝质花岗岩；不少花岗岩与围岩之间的接触关系清楚；均被晚泥盆世砾岩层不整合覆盖。可分为两期，早期属I型花岗岩，已被强烈面理化，数量少，规模小，形成时代为430～460Ma，均含角闪石；晚期属S型花岗岩，规模大，数量多，块状构造居多，形成时代为400～430Ma，占同期岩体90%以上。在S型花岗岩中，既有原地型、半原地型片麻状花岗岩基，也有岩性单一、均匀块状的花岗岩基，

还有岩性复杂的小岩体。大型者多为多期复式岩体（如诸广、武功等岩体）。至今未发现 A 型或 M 型加里东花岗岩。

4）由南向北、由内（中部）向外（东侧和西侧）的逐步褶皱隆起

加里东运动表现为广泛区域不整合的分布，晚泥盆世砂砾岩普遍不整合覆盖在华南前泥盆系之上，同时反映褶皱隆起是由南向北进行的：在粤北和赣南，晚志留世复成分砾岩角度不整合在褶皱变形、低绿片岩相变质的寒武纪或奥陶纪复理石与细碎屑岩之上，泥盆纪石英质砾岩与晚志留世复成分砾岩呈平行不整合接触；志留系在闽北和赣中南区域缺失；在赣中，泥盆纪花岗质砾岩不整合在奥陶纪板岩化浊积岩之上；在闽北宁化县，泥盆纪天瓦岽组（D_3t）砾岩和石英砂岩不整合覆盖于奥陶纪浅变质岩之上；在赣北、浙北，晚泥盆世或早石炭世粗碎屑岩普遍角度不整合覆盖在强烈褶皱变形的前泥盆系之上。

华南造山带中部隆起之后，其东侧的闽东地区和西南侧的广西大容山-十万大山地区仍处于拗陷状态，直至印支旋回早期才褶皱隆起。在闽东南地区，目前仅见震旦至下古生界零星露头，下震旦统龙北溪组由绿片岩夹石英岩、大理岩和透镜状磷块岩组成；上震旦统-下古生界下部为变粒岩偶夹白云母石英片岩，局部为黑云钠长变粒岩夹石英岩，与下伏龙北溪组整合接触；上部主要为二云石英片岩夹二云片岩及变粒岩，时代依据不足，在安溪、周宁和龙溪等地多次发现奥陶纪与早古生代几丁虫和微古植物，安溪剑斗见石炭系石英岩、砾岩不整合于这套云母石英片岩和混合岩之上。

在广西大容山-六万大山-十万大山一带（北起广西梧州，东南经东兴延出国境），存在一个印支期海槽，巨厚的早、晚古生界-早三叠世沉积被晚三叠世-早侏罗世地层角度不整合覆盖，其中赋存一条巨型花岗岩带，主要为堇青石黑云母花岗岩、石榴子石堇青石黑云母花岗岩和紫苏辉石花岗斑岩等。邓希光等（2004）测定其年龄值为 230～236Ma，并认为是在印支期造山作用中地壳增厚重熔而形成。

上述事实说明，早古生代时期闽东和桂东南都是华南海盆的一部分，由于某种原因它们都比造山带主体褶皱隆起晚，其造山机制显然是碰撞造山无法解释的。另外，区内主体的逆冲推覆方向为北西向，赣南至粤北为南北向，沿江南隆起南缘的接合处主要表现为逆冲-左行走滑，这些都与俯冲-碰撞造山作用的构造样式大相径庭。

5）构造演化的复杂性

在晚元古代初，随着太平洋板块的向西俯冲，华夏古陆向西北方向与扬子板块碰撞，成为扬子板块东南方向的一个被动陆缘。短暂的拼合之后即因向东南方向的伸展而裂陷，形成被一系列正断层所分割的古老地块加槽状拗陷的古地理景观，拗陷被巨厚的下古生界复理石沉积所充填，并于加里东运动至印支运动中先后隆起，形成主体加里东、两侧印支期的褶皱造山带，燕山旋回时期又以由西向东不断增强的岩浆活动为特征。

板块的短暂碰撞形成青白口纪早期磨拉石沉积，如九岭地区的落可岽群、浙西怀玉山的骆家门组下部及湘中的沧水铺群。随后即因伸展而断陷，从青白口纪中晚期至早震旦世中晚期发育了巨厚的陆源碎屑浊积和火山岩沉积，如浙西的上墅组、志棠组；九岭地区的沥口组、休宁组等。晚震旦世至早奥陶世，是盆地从稳定浅海向次深海盆地发育时期，拗陷轴大概位于赣东北-赣中-云开大山西北缘。陷槽的隆起是逐步进行的，早奥陶世末云开大山、大瑶山、大明山首先隆起，形成近东西向的线型褶皱（郁南运动）；奥陶-志留系间的中

加里东运动（都匀运动）是南华地区的主造山运动，引起全面抬升，浙西寒武纪-奥陶纪中晚期的次深海沉积转变为晚奥陶世晚期的滨岸相沉积，赣南志留系杨岭砾岩角度不整合于下伏岩层之上；晚加里东运动（志留纪末，广西运动）主要发生在北部和西部，所以总的表现为隆起由南向北推进。

加里运动以后，地形呈东北高西南低的态势，泥盆纪至早石炭世，浙闽、武夷山地区及江南古陆均处隆起状态，湘桂南部从早泥盆世始就接受海相沉积，从中泥盆世至早石炭世一直朝北东方向推进，地层超覆不整合在下古生界或古老的变质岩层之上，形成萍乡-江-绍带和石城-崇安带两个海槽，海槽周边为碳酸盐岩台地或隆起，构成一种比较特殊的古地理景观（图 9-23）。例如，泥盆纪时广西境内的"南丹型"沉积，由钙泥质、泥质、硅质沉积组成，含浮游生物化石；桂阳莲塘的碳酸盐岩重力流和湘南宁远的碳酸盐岩复理石沉积；皖南、赣北和赣东的石炭纪槽地等。晚石炭世至早二叠世，是碳酸盐岩台地发育阶段，除浙闽、武夷山北部外，普遍形成碳酸盐岩大台地或缓坡，同时浙闽地区逐渐由西向东强烈下沉。晚二叠至中三叠世时期，早期的碳酸盐岩沉积逐渐被碎屑沉积代替，各地先后结束海侵发育的历史，随着构造回返有大面积海西-印支期花岗岩侵入。

燕山期是华南全面变形和火山活动时期，随着基底断裂的复活，形成一系列推覆逆冲褶皱带，且自东向西减弱，以早三叠世末浙闽东部向西的逆掩推覆最为强烈。燕山期花岗岩侵入、晚三叠世至第四纪的火山喷发规模大、期次多、类型杂，且由西向东增强；自晚白垩世起，浙闽中东部隆起，而西部形成许多北东走向的断陷盆地，如金衢、鄱阳、弋阳、崇仁、吉泰等；古近纪、新近纪、第四纪时期这些盆地进一步沉陷，而广大地区处于全面隆起状态。

6）三条岩石圈断裂起着重要的分割作用

a. 绍兴-江山-萍乡-桂林-凭祥断裂

该断裂是华南褶皱带的分界断裂，深部探测资料表明它是一条超岩石圈断裂，对古地理发育具有明显的控制作用。震旦纪至泥盆纪，北侧的湘中南地区一直是稳定的碳酸盐岩浅海，没有变质；而南东侧为半深海笔石碎屑岩沉积，震旦纪的火山活动和后期的岩浆活动都很活跃，低绿片岩相变质和韧性剪切变形普遍，一直到晚泥盆世断裂两侧的沉积环境才趋于一致。晚古生代时期，断裂东段抬升，中-西段北侧（湘中南地区，图 9-24）强烈伸展拗陷，形成千余米厚的石炭-早-中三叠世的碳酸盐岩地层，印支期形成近南北向的盖层褶皱；白垩纪-古近纪时期，断裂中-东段形成绵延 600 余千米的火山型红色断陷盆地。

b. 政和-大埔-海丰断裂

是一条明显的重、磁异常带，北西侧为地幔高速区，南东侧为地幔低速区；断裂两侧地壳厚度相差 4～5km，北西侧为地壳隆起增厚区，多 S 型花岗岩浆活动；南东侧为中-新生代地壳减薄区，为中生代钙碱性火山-侵入岩分布区。

c. 赣江-吴川-四会断裂

该断裂沿赣江南北向延伸，向南呈 NNE 走向。最明显的特征是：它是一个重力、磁力异常梯度带，是晚中生代火山活动的西部边界，控制着晚白垩世-古近纪红色盆地的沉积。燕山期具左行走滑性质，约 100Ma 后转变为东倾正断层，白垩纪-古近纪地层东盘相对西盘下滑 600～3000m，自新近纪以来，受到东西向挤压，致使断陷盆地或变形，或抬升。

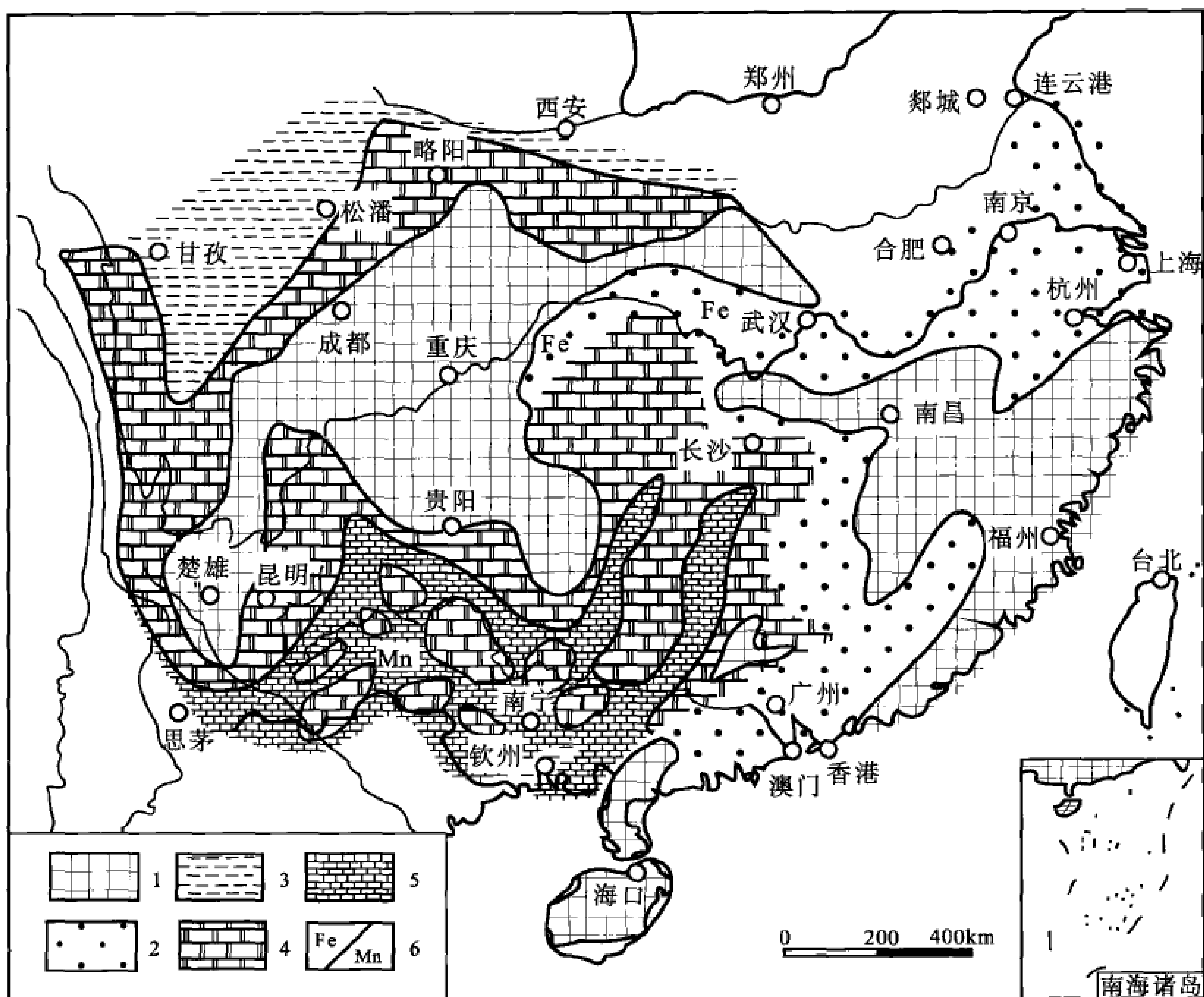


图 9-25 华南地区中-晚泥盆世构造古地理图

（王清晨等，2007）

1. 高地和剥蚀区；2. 滨浅海；3. 半深海盆地；4. 碳酸盐岩台地；5. 碳酸盐岩深水盆地；6. 铁锰质岩沉积区

9.7.4 构造单元划分

1. 闽西-赣中-粤北加里东变形带（图 9-1，V_1）

1）北部地区

前震旦系零星出露于武夷山区，闽西称麻源群，均为深变质岩，并有混合岩化，时代可能为古元古代。震旦系龙北溪组或吴墩组不整合或假整合于麻源群之上，代表震旦纪时期全区处于强烈拗陷状态，从而形成了一套巨厚的深水复理石和细碧角斑岩建造。澄江运动形成一系列NE 向的水下隆起和闭塞槽地，故下寒武统局部以富含有机质和硅质的泥砂质沉积为特征；中晚寒武世沉降加快，水体变深，为典型复理石形成时期。奥陶纪时期沉降中心由东向西迁移，继续强烈沉陷，沉积主要是以泥硅质为主的含碳笔石页岩和笔石硅质页岩。奥陶纪末大部隆起使志留系缺失或仅有薄层沉积，隆起核部有混合花岗岩分布，断裂、褶皱和大型花岗岩侵入主要发生于奥陶纪末。

区内褶皱变形强烈，但无明显优选方位（杨巍然等，1986），东部以北东向为主，西部以北西向占优势，南北两侧近东西向，中部以南北向占主导；形态多样，以顶厚的塑性褶皱和斜歪、倒转、平卧等样式为特征。变质带呈明显的北东向展布，形成区域性低-中压绿片岩相变质岩系。火山活动仅出现于震旦纪（龙北溪组），为裂谷型细碧岩、细碧角斑岩类岩石；早期的混合花岗岩和晚期的侵入花岗岩普遍而强烈，多产出于背斜核部，均属同熔型S型花岗岩。

2）南岭地区

出露的元古界基底主要是泥砂质岩系加火山岩，上覆震旦纪-奥陶纪板岩化泥砂质含笔石复理石、硅质岩、火山碎屑岩、中基性火山岩等；志留系仅出露于湘南的零陵和新田，为含笔石的泥砂质夹碳质岩层；加里东运动褶皱而成近东西向隆起，在湘赣边境地区下中泥盆统海陆交互相碳酸盐岩和碎屑岩不整合其上，发育“宁乡式铁矿”；在赣南加里东期花岗岩常被中泥盆统花岗质碎屑岩不整合覆盖。

晚古生代南岭为动荡的浅海环境，无半深海沉积记录，曾有两次抬升，一为晚泥盆世的陆相沉积；一为龙潭期曾区域抬升为陆，形成滨海沼泽-陆相长石砂岩的含煤岩系。石炭纪-早三叠世为稳定滨浅海碳酸盐岩和泥砂质沉积，几乎无岩浆活动；中三叠统大部缺失；上三叠统分布零星，底部为杂色砾岩、粗砂岩，属磨拉石沉积，向上过渡为粉砂岩夹碳质泥岩或煤层，普遍不整合于下伏岩层之上，标志区内印支运动普遍而强烈，同时形成东西走向的三条花岗岩带（主要为印支-燕山期，次为加里东期）。

受特提斯洋关闭的影响，滨浅海沉积的下侏罗统仅分布在西段；南岭带在韶关-赣南-闽西一线，下侏罗统均为陆相碎屑岩系，角度不整合于下伏地层之上；自中侏罗世起，特提斯海已完全关闭，区内中侏罗世裂谷盆地活动强烈，形成近千米厚橄榄玄武岩、拉斑玄武岩和流纹岩；上侏罗统仅有零星分布；下白垩统主体为灰紫-紫红色中酸性火山熔岩与火山碎屑岩组合；上白垩统-古近系为灰紫-砖红色砂砾岩、粉砂岩、泥岩组合，含石膏、油页岩和橄榄玄武岩夹层。

2. 云开大山加里东变形带（图9-1，V_2）

最新数据表明，其基底岩系云开群是一套含青白口期蛇绿岩（872Ma）的碰撞杂岩，上覆寒武纪八村群岩系为浅海碎屑复理石，主要是由砂板岩和碳质页岩组成的韵律层，含腕足类化石，厚4100～6200m。奥陶系在云开地区为浅海壳相碎屑岩，厚3100～4300m，微角度不整合于寒武系之上，并伴有下部层位的区域变质和混合岩化（郁南运动），从云开大山往东往北奥陶系均相变为笔石页岩相。志留系出露甚少，以笔石页岩相为主。褶皱为北东向紧闭型褶皱，形成云开复背斜。发育低中压型绿片岩相-低角闪岩相-高角闪岩相-麻粒岩相变质和加里东期混合花岗岩。

3. 钦防-湘中南海西-印支变形带（图9-1，V_3）

这是一个从广西钦州、防城至湖南中南部的变形带。钦防地区由六万大山-北流隆起和两侧断陷带构成，西侧为钦州-灵山、东侧为博白-岭溪拗陷，连续沉积厚达万米的奥陶系-下二叠统，东吴运动褶皱并在防城-钦州一带山前堆积了上二叠-下三叠统的磨拉石建造。突出特点是：志留系与泥系连续沉积，其中志留系为厚达5000余米砂泥质含笔石页岩、细碧岩的复理石沉积（灵山群）；泥盆纪-早二叠世（$D\text{-}P_1$）处于浅海-半深海环境，形成巨厚（达7000m）的类复理石、硅质岩建造和碳酸盐岩沉积；晚三叠世的沉积主要分布在十万大山和防城-上思-

宁明三县交界处，是一套厚度可达 7000m 的陆相、海陆交互相红色碎屑岩系；印支期在大容山-六万大山和十万大山分别形成两个强烈活动的花岗岩带。

加里东运动在湘中南形成近东西走向的束状褶皱和向东增强的绿片岩相变质；整个海西期均以暗色硅质岩及泥岩沉积为主，含大量放射虫、竹节石等浮游生物；早二叠世末的东吴运动使其褶皱成山（NNE-NE 向），并在其北西侧前缘沉积了巨厚的磨拉石层，这一山前拗陷的沉积中心不断向西迁移，相继形成磨拉石盆地（P_2）—浊积盆地（T_1）—火山碎屑盆地（T_2）；印支运动形成轴向近南北的弧形褶皱带，基底零星见于若干背斜核部；晚白垩世至古近纪的一系列 NE 走向的断陷盆地分布在从湘中南直至赣北、浙北。

4. 浙闽-琼中海西-印支变形带（图 9-1，Ⅵ）

浙闽两省东部直至海南岛中北部（后者因新生代地层覆盖暂存疑）可能存在一条海西-印支褶皱带。其共同特征是：以元古界（包括新太古界残块）为变质基底；均存在加里东造山作用，如都缺失早-中泥盆世沉积；古生界及部分下-中三叠统多为火山-沉积复理石，中-晚三叠世火山磨拉石盆地不整合其上，普遍变质和强烈变形，发育自东向西的逆冲推覆构造（浙闽）或指向南东的弧形构造（琼中）；中-新生代花岗岩-花岗闪长岩及火山活动强烈。上述特征表明，华南加里东褶皱带隆起之后，其东部边缘发育为一条海西-印支期活动边缘，它向北延伸可能与韩国沃川带相连，向西可能构成越南马江蛇绿岩带的一部分。

1）浙闽海西-印支变形带（图 9-1，$Ⅵ_1$）

位于丽水-海丰断裂以东，包括浙东南和福建大部。区内大部分被中生界火山岩覆盖，基底岩石零星出露。下震旦统龙北溪组为绿色片岩夹石英岩、大理岩及透镜状磷块岩；上震旦统-下古生界下部为变粒岩，偶夹白云石英片岩，局部见黑云钠长变粒岩夹石英岩、大理岩、阳起片岩透镜体，与下部龙北溪组整合接触；上部为二云石英片岩夹二云片岩及变粒岩，其中多处发现奥陶纪或早古生代几丁虫、微古植物。

闽西南上泥盆统（桃子坑组、天瓦岽组）为厚度大于 2000m 的大陆架相磨拉石沉积组合，反映区内曾发生过加里东造山作用。石炭系从陆相到滨浅海相，物源区在西侧，海水由西向东加深，在闽北的福鼎南溪地区存在下石炭统千枚岩化粉砂岩和泥岩（刘本培等，1986），代表较深水的冒地槽沉积。在闽西南的清流、永安、大由、漳水一带，下三叠统溪口组厚达 1738m，主要是由石英细砂岩、板岩组成的复理石，硅质岩普遍角岩化，并含火山碎屑岩，应是深海条件下的浊流或等深流沉积（王尔康等，1992；侯泉林等，1995）。

上述资料表明，本区自晚泥盆世始自西向东逐渐下沉，多处出现深海，上泥盆-下二叠统普遍变质，多为变砂岩和千枚岩；褶皱变形强烈，上泥盆-下三叠统形成一系列线性背斜和复式向斜，走向北东，构成由东向西推覆的叠瓦构造，使古生界基底逆掩推覆于新地层之上，在闽西广平西侧见二叠纪砂岩（山体）向西逆覆于早三叠世泥岩（盆地）之上，其上共同被下白垩统砂砾岩不整合覆盖［图 9-26（a）］；在小湖东侧，早三叠世砂泥岩逆覆于晚二叠世灰岩之上［图 9-26（b）］。因为区内中上三叠统-白垩系均为火山磨拉石沉积，多为山麓相、河湖相；主剪切带（清流北东一线）的年龄多为 240Ma±（吴运高，1992），所以该区主造山作用可能在早三叠世末，即海侵结束的时间。

早印支运动之后，活动带可能迁移至浙闽沿海地区，沿长乐-南澳断裂两侧，断裂西侧出露 400m± 的变砂岩、千枚岩和凝灰质砂岩，其中含晚三叠世植物化石；断裂东侧出露的岩石

图 9-26 闽西龙岩地区印支期褶皱推覆构造剖面图

（原图据侯泉林，1995；转引自舒良树，2006）

(a) 安砂-广平剖面；(b) 梅林-石碑剖面

为各种变粒岩、浅粒岩和云母片岩，强烈混合岩化，厚 9000 余米，Rb-Sr 年龄为 202±21Ma，推测应包括上三叠统在内（刘本培等，1986）。

该区最大特点是强烈中-新生代火山喷发，火山活动始自晚三叠世；早、中侏罗世以中基性为主，火山岩呈夹层产于陆相地层中；晚侏罗世以中酸-酸性火山喷发为主；白垩纪仍由中基性向酸性（碱性）演化；新生代以基性火山活动为主。各喷发旋回的早期多为喷发或爆发相，晚期多为喷溢相、侵入相，由西向东由中心式喷发到裂隙式喷发，规模和厚度由小到大。

2）琼中海西-印支变形带与琼南地块（图 9-1，VI_2）

海南岛被北部的澄迈断裂（图 9-27，A）和南部的陵水断裂（图 9-27，D）将其分为北、中、南三部分，由北向南为琼北新生代断陷、琼中古生代拗陷和琼南地块。已有证据表明，琼中拗陷自元古代到晚古生代均处于拗陷状态，发育从深海至浅海火山-沉积复理石，火山活动、花岗岩活动强烈，普遍变质和强烈变形，因下三叠统九曲江组（?）底部砾岩角度不整合于下伏强烈变形的二叠系之上，燕山早、中期花岗岩-花岗闪长岩发育，其构造性质应属于海西-印支期活动陆缘环境。

a. 琼中古生代拗陷

龙国文等（2005）和许德如等（2007）认为，NE 向白沙断裂（图 9-27，①）将该区分割为北西、南东两部分。白沙断裂以西，基底岩石为古-中元古界抱板群和中-新元古界石碌群，其中抱板群是一套变火山-沉积岩，强烈变形，变质达高绿片岩相-角闪岩相，局部达榴辉岩相，时代为 1450～1800Ma；石碌群是一套海相-深海相具浊流沉积特征的火山-沉积岩与碳酸盐岩建造，富铁矿产于顶部第六亚层中，与透辉石、透闪石岩呈互层产出，其上还存在一套基

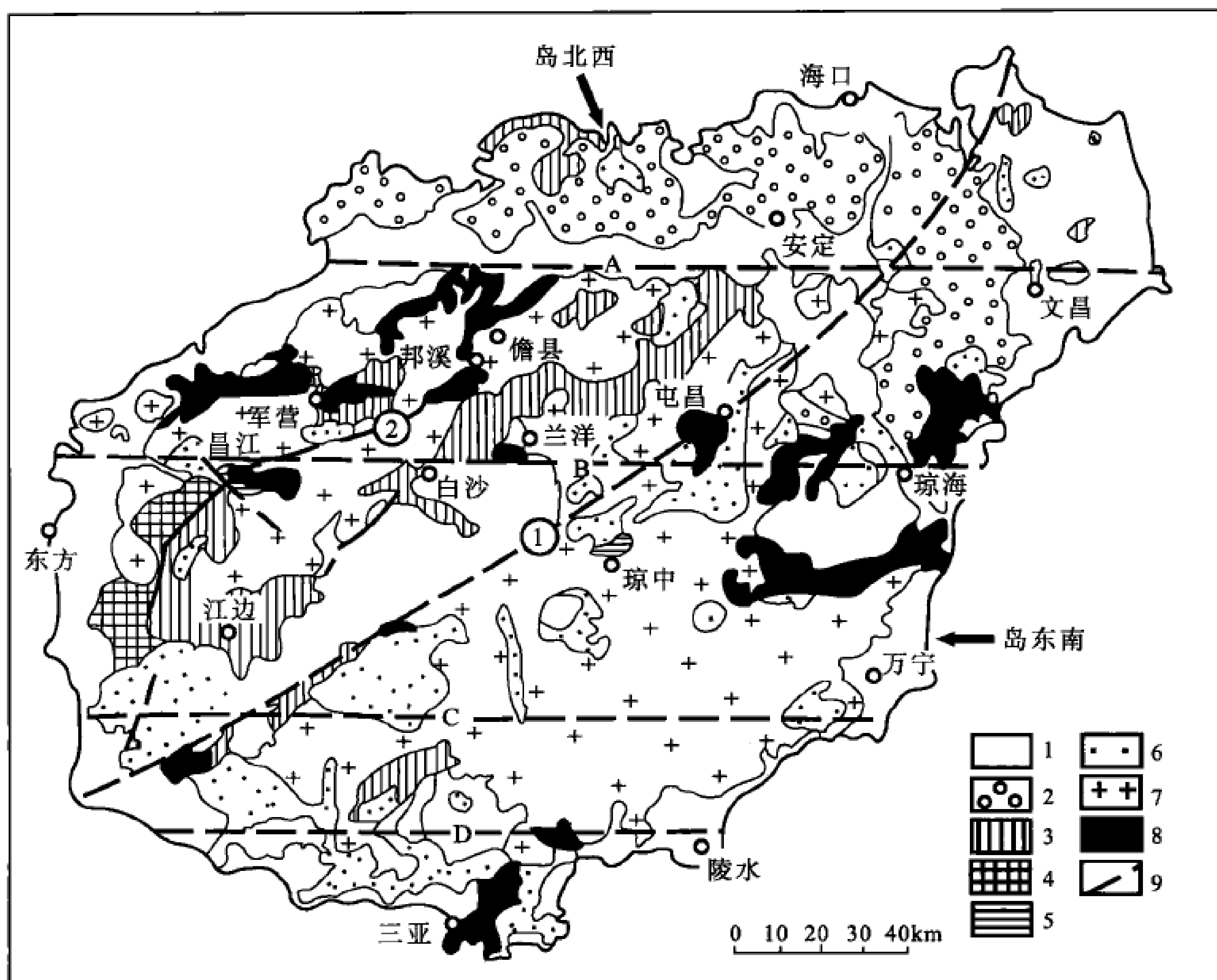


图 9-27　海南岛主要构造、地层及岩浆岩分布略图

（许德如等，2007）

1. 中-新生代沉积；2. 新生代玄武岩；3. 古生代火山-碎屑沉积；4. 前寒武纪火山-碎屑沉积（抱板群，石碌群）和中元古代花岗质岩；5. 新太古代杂岩体（?）；6. 燕山期花岗岩；7. 海西-印支期花岗岩；8. 变基性岩出露区；9. 实测及推测断裂；A. 澄迈断裂（王五-文教断裂）；B. 昌江-琼海断裂；C. 尖峰-吊罗断裂；D. 九所-陵水断裂；①白沙断裂；②戈枕断裂

性和酸性双峰式火山岩，石碌群沉积作用的锆石 U-Pb 年龄为 1300～9600Ma，其物源区为古中元古界抱板群和中元古代花岗岩。上覆的古生代地层，时代主要为奥陶-二叠纪，是一套海相-浅海相泥砂质岩、粉砂岩、细砂岩、砂砾岩和碳酸盐岩，一系列变基性及酸性火山岩呈透镜体状或似层状夹于这些地层中，岩石普遍遭受绿片岩相变质作用和强烈地构造叠加，不同时代的地层可能呈混杂堆积状。

白沙断裂以东，出露于五指山和三亚地区的基底岩石可能为新太古宙岩石，主要为具麻粒岩相变质特征的斜长角闪片麻岩、紫苏花岗岩等，张业明等（1997）在岛东南部上安地区的斜长角闪片麻岩中获得 2562Ma 的锆石 U-Pb 上交点年龄。其上的古生界主要是寒武系、志留系和石炭系，也是一套深海相火山-碎屑岩沉积，在岛中部屯昌地区，晨星变基性岩体侵位于石炭系（?）中，与围岩呈侵入接触，二者局部呈互层产出，围岩为黑云母片岩，基性岩的形成年龄为 514Ma 或稍早，变质年龄为 440～509Ma，其地球化学特征表明它的形成可能与洋壳消减有关。

琼中拗陷的沉积从寒武纪-二叠纪，沉积相分析显示，下古生界为统一的东西向海盆，总

体为西浅东深，接受寒武至志留系的一套火山沉积建造；晚古生代盆地继承了西浅东深的格局，沉积了上泥盆统至中下二叠统滨浅海碎屑岩夹火山岩建造，上、下古生界间缺失中、下泥盆统（李孙雄等，2006）。下古生界厚逾万米；石炭系为滨海相砂泥岩建造，厚逾7000m；二叠系是一套厚约千米的砂泥岩、碳酸盐岩夹火山岩沉积；下三叠统九曲江组下部为粗粒类磨拉石沉积，向上过渡为山间盆地和内陆湖泊细碎屑岩。古生代火山活动以震旦纪（?）早期基性岩活动和早石炭世基性、酸性喷发为主，燕山早、中期以花岗岩-花岗闪长岩侵入为主，晚期主要是火山喷发。

李孙雄等（2006）认为存在一个席卷琼中拗陷的巨大弧形褶皱，变形涉及中元古界至上古生界，生成于海西期，并延续至印支期，控制了同期的岩浆作用、成矿作用和沉积盆地西浅东深的古地理格局。自西往东，弧形构造走向从NW→近EW→NE，呈现为向南东突出的弧形构造。西部因受军营-红岭构造带和戈枕断裂（图9-27，②）走滑活动的影响，局部地段走向变为北东。不仅表现为复式褶皱走向和面理产状，也表现为同造山期花岗岩面理产状。过去认为海南岛主要为北东向构造，把NW和EW向构造均认为是后期叠加构造形迹，这一认识也许有误。

b. 琼南地块

九所-陵水断裂以南，也许还包括白沙断裂以东的部分地段是一个古老的稳定陆块。基底形成于新太古宙，盖层零星，属稳定的滨浅海沉积，中寒武统大茅组为含磷、锰的硅质岩、白云岩及砂页岩；上寒武统大葵群为厚层石英砂岩与块状灰岩；奥陶系为浅海碎屑岩夹碳酸盐岩。可能隆起于中奥陶世后期，数百米厚的尖岭组砾岩不整合于中奥陶统下部沙塘组碳硅质页岩之上。因出露于西沙群岛中深变质岩系的年龄达1465Ma，故任纪舜等（1980）、王鸿桢等（1982）认为陵水断裂以南的南海海域属南海地台。

第 10 章　伊朗-藏滇-印支地区

10.1　特提斯构造域

所谓特提斯构造域是指特提斯洋演化过程中所形成的盆地、造山带及不同类型构造带的总称，一般认为从加勒比海-地中海-藏滇-印支地区到印度尼西亚群岛均属于特提斯构造域的范畴。

早在 19 世纪末，Neumayr（1885）在总结全球侏罗纪古生物地理时，发现从加勒比到缅甸有海槽相通，从而提出中央地中海的概念，以此表示北大陆和南大陆之间的洋盆。Suess 在 1893 年基于远洋三叠系的对比，正式提出特提斯一词，代表已经消失的从印度尼西亚经喜马拉雅至小亚细亚的洋盆。Argand（1924）在对大陆进行拼接和复原后指出，位于两个超级大陆间的特提斯地槽至少在晚古生代已经出现。板块构造兴起之后，Hallam（1970）等在古大陆复原的研究中都认为：二叠纪末全球曾出现过一个联合古陆，在它的东侧有一个向东的三角形开口，这就是古特提斯的位置。

黄汲清是把特提斯概念引入中国的早期学者之一，并把特提斯划分为原特提斯（早古生代及以前）、古特提斯（晚古生代）、中特提斯（中生代）和新特提斯（新生代）。自 20 世纪 80 年代以来，随着滇藏地区大规模区域调查和研究工作的开展，已有成果表明，所谓的特提斯洋似乎应从晚古生代才出现，是位于南亚、东南亚地区的一个三角形洋盆（图 1-17），可分为古特提斯（晚古生代）和新特提斯（中-新生代）两个发育阶段，这之前的古大洋目前尚难恢复其范围，所以也无法给予正确的名称。

从青藏地区已有的资料分析，沿北大陆的南缘，晚古生代中后期这一喇叭形的古特提斯洋已向北俯冲消减，沿金沙江一线残存有晚泥盆世-早二叠世的远洋沉积和蛇绿岩残片，洋盆闭合于早二叠世末。但这一时期并不是整个古特提斯洋的闭合，而是离散在特提斯洋中的羌塘、昌都、兰坪-思茅和印支等小陆块向北与扬子古陆的拼合。位于印度板块北侧的古特提斯主体仍为一个广阔大洋，从印度板块北缘晚古生代主要是台盆或被动陆缘的情况分析，当时洋盆南侧仍处于分裂状态，尚未发生俯冲消减作用。三叠纪时古特提斯洋的主体（雅鲁藏布江洋）才开始消减，当时可能是沿南、北两侧消减，分别在雅鲁藏布江一线南北都形成巨厚的复理石建造，而且三叠系与侏罗系为连续沉积，所以这一闭合过程可能持续到晚白垩世末。

地中海地区是中晚三叠世再次张开的新特提斯洋盆，侏罗纪出现深海盆地；伊朗和中亚地区这一时期的构造特征与地中海一段类似；在藏北地区，主要表现为羌塘古陆（包括羌北、羌南）沿班公湖-丁青一线再次裂开，形成陆间侏罗纪洋盆。所以侏罗纪的新特提斯洋在中东段分南北两支，北支为新形成的陆间洋盆（图 10-1，4：①～⑤），南支是一个持续闭合的广阔大洋（图 10-1，1～3；5～7），二者动力学体系不同。

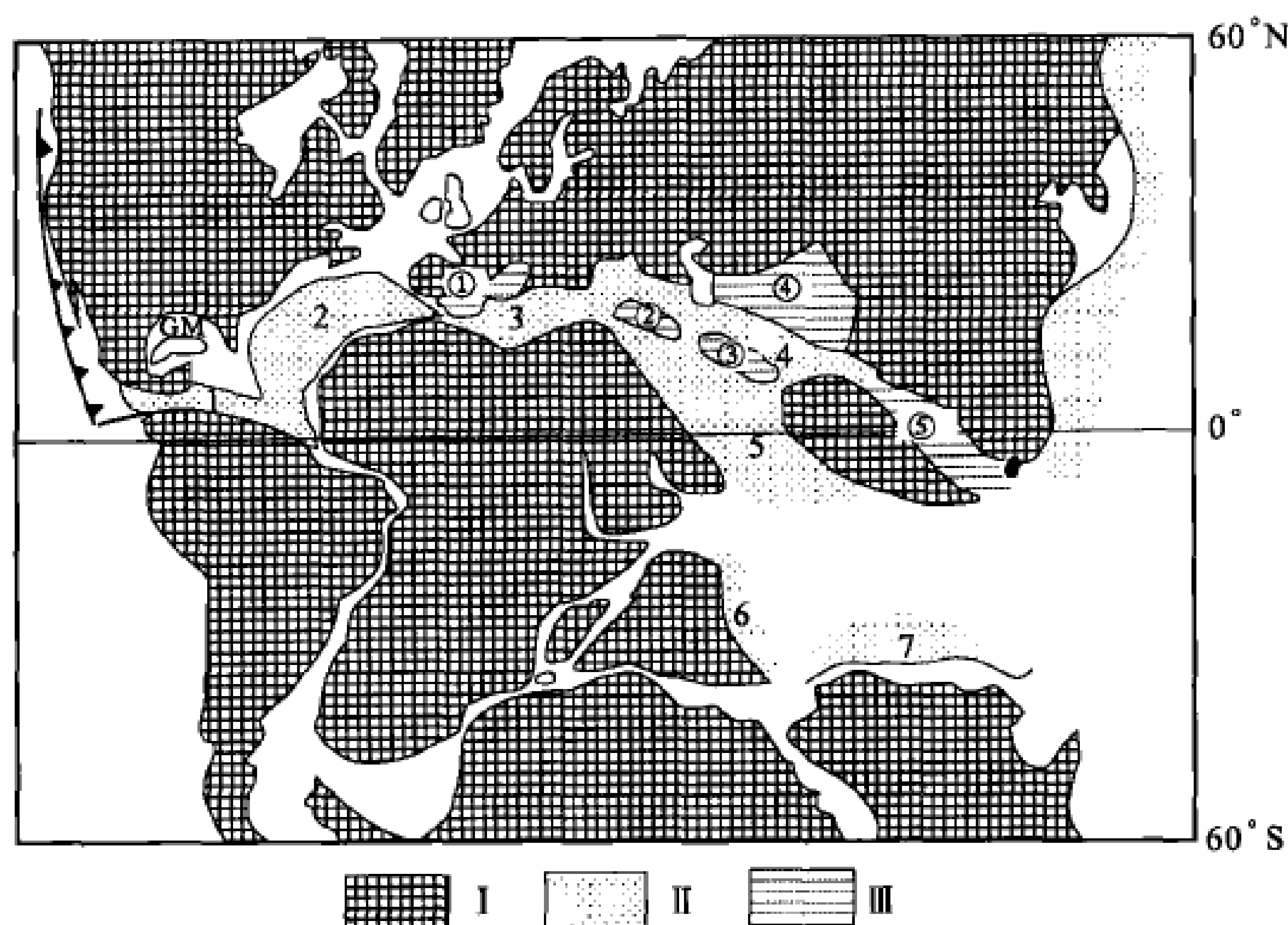


图 10-1 新特提斯洋板块复原图

［据 Sengger（1980）修编］

Ⅰ.隆起区；Ⅱ.侏罗纪特提斯洋：1. 加勒比，2. 北大西洋，3. 古地中海（利古利亚海），4. 高加索-羌塘洋（陆间洋盆），5. 扎格罗斯洋，6. 印度北缘，7. 澳大利亚北缘；Ⅲ.遭受短暂海侵的地区：①西欧南缘，②伊朗，③阿富汗，④中亚南缘，⑤滇西-越北

10.2 新特提斯洋的形成与演化

高加索-科佩特-帕米尔-藏北的侏罗纪洋盆为新特提斯洋的北支（图 10-1，4），它是在中晚三叠世大陆分裂的背景下发育而成的，是伊朗-西藏这一基梅里（Cimmerian）微陆块群与欧亚大陆间差异运动的产物，所以各段的构造特征与演化历史差异甚大，明显地控制着中亚南部地区自中-新生代以来的构造演化与盆地的形成。

10.2.1 洋盆形成的构造背景与基本特征

古地磁及古地理证据表明，环亚得里亚地区三叠系仍是非洲大陆的一个岬角，从北突尼斯经亚德里亚周围至托罗斯，石炭纪-二叠纪是一被动大陆边缘，三叠纪发育大陆裂谷，侏罗纪时才在其北面出现大洋裂谷，这就是一些人主张的古生代末曾出现过的一个联合古陆（Pangea）的解体。中亚南部及伊朗-阿富汗地区广泛的中晚三叠世裂谷活动亦表现为联合古陆的解体。中晚三叠世时期，青海-西藏和滇西地区广泛存在裂谷活动，与阿尔卑斯地区一样，都标志着这一地区处于广泛的大陆分裂时期。

Хаин（1979）最先系统地论述了北高加索-土库曼斯坦-北阿富汗的中晚三叠世火山作用。火山岩带在喀布尔以北出露最全，中三叠统为海相火山岩，上三叠统为陆相火山岩，成分主要为中-酸性的安山玢岩、英安岩、斜长斑岩及其凝灰岩。在苏尔霍布盆地，三叠系与下侏罗统发育厚达 5700m 的陆相火山岩建造，它们角度不整合盖在石炭系灰岩之上（Славин，1980）。在北阿富汗-南塔吉克盆地的三叠系中普遍发育含火山岩的粗碎屑沉积，在赫拉特，下三叠统钠长斑岩、斜长斑岩、安山岩及其凝灰岩与砂岩、泥岩与灰岩呈互层产出，总厚达 4500m

（Славин，1980）。向西在土库曼斯坦南部，下-中三叠统的火山岩主要由玄武质、安山质、流纹质熔岩和火山碎屑岩组成；在科佩特塔格中段，马什哈德以西，出露上三叠统基性火山岩；在科佩特塔格西端，在克拉斯诺、沃茨克和图阿尔吉尔（Tyapkbrp）的露头和钻井中都曾见到三叠系酸性喷出岩、安山-英安玢岩、流纹岩和霏细斑岩及其火山碎屑岩、深成花岗闪长斑岩、花岗闪长岩和淡色花岗岩。这些岩石的 K-Ar 法测年为 200～245Ma（安山-英安玢岩为 215Ma，Хаин，1979），主要属于晚三叠世。此外，在大高加索以北，在南普里库姆（Прикум）长垣上钻井揭示了侵入于三叠系中的花岗岩，该花岗岩又被侏罗系不整合覆盖。至北帕米尔，在达尔瓦兹和外阿赖山脉中也发育有中-上三叠统中基性火山岩（Чмырев И. Д.，1977）。

北支洋盆开启、闭合与基梅里微陆块群的差异活动关系密切，所以各段构造特征也存在明显差异。很突出的一点是西藏中北部侏罗纪洋盆（羌塘洋）向东尖灭，是一个类似红海的半封闭洋盆（详见后文）；其次表现在这一洋盆封闭时间各段不同，高加索在晚白垩世，科佩特在古近纪末，帕米尔至羌塘在侏罗纪末。同时闭合方式也不相同，高加索地区有陆-陆强烈碰撞作用发生；而科佩特与羌塘洋盆则表现为缓慢抬升，并且前者比后者更甚，似乎未发生明显的俯冲-碰撞活动。这些特征强烈控制着中亚-东亚南部地区自中-新生代以来的构造演化。例如，以费尔干纳断裂为界，以西的中亚南部地区的中生代至古近纪一直是处于扩张中的科佩特洋北部被动大陆边缘，伸展型的被动陆缘盆地是这一地区油气形成的基本控制因素；而断裂以东中国境内的中-新生代盆地主要是陆相盆地，早期（以侏罗纪-古近纪为代表）为弱伸展环境，晚期（新近纪）才是挤压环境，这些均可以从新特提斯北带的构造发育特征中得到说明。

10.2.2 高加索洋盆的形成与演化

高加索造山带由北侧大高加索岛孤火山岩带、中央外高加索岛弧地块和南侧的小高加索蛇绿混杂岩带三部分组成（图 10-2）。小高加索以南为伊朗地体，在其北缘的亚美尼亚埃里温北部，前寒武纪基底岩系直接出露，冈瓦纳型的古生界和下-中三叠统覆盖其上。下侏罗统（里阿斯统）主要由玄武岩及其凝灰岩组成，上覆含巴柔和巴统期菊石化石的砂岩、灰岩，这些菊石化石显示这些沉积具有南大陆生物地理区的特点。同时，除小高加索南北两侧早-中侏罗世菊石化石不同外，其中-晚侏罗世底栖生物化石也显著不同（Ростовцев，1983；Баженов，1991），这都可说明亚美尼亚微陆块与欧亚大陆之间有深水盆地相隔。

小高加索以北的北部陆缘是由大高加索与外高加索组成的沟弧盆体系，但也可能是外高加索岛弧地块与俄罗斯板块的碰撞，大高加索为残留的消减杂岩带或弧后盆地蛇绿岩带。外高加索具前寒武纪-晚古生代稳定基底，上覆中-新生代浅海-陆相碎屑岩和碳酸盐岩，其中赋存有侏罗纪-白垩纪，直至第四纪的巨厚钙碱性安山岩，显示为一个火山岛弧隆起带。其北侧的大高加索蛇绿混杂岩从西北部一直延伸到北里海之下，在大高加索地区主要表现为蛇绿岩组分的橄榄岩（蛇纹岩）、橄榄辉长岩、细碧岩、放射虫硅质岩与岛弧安山岩-粗面岩，甚至碱性辉长岩混杂产出，中酸性侵入岩从中侏罗世持续到第四纪。除化石证据外，安山岩-英安岩-粗面岩类岩石的 Ar-Ar 年龄为 190～140Ma。该岩带向东可在东高加索的深钻井中见到，至鞑吉斯坦平原杰尔斯克（Терск）里海拗陷北部斜坡上，于钻井中见到 1200 多米的侏罗系安山岩、安山玢岩、安山-玄武岩、粗面安山岩及其火山碎屑岩。

据 Сатион（1984）和 Соколов（1974）对小高加索赛凡湖地区蛇绿岩的研究，认为它是在

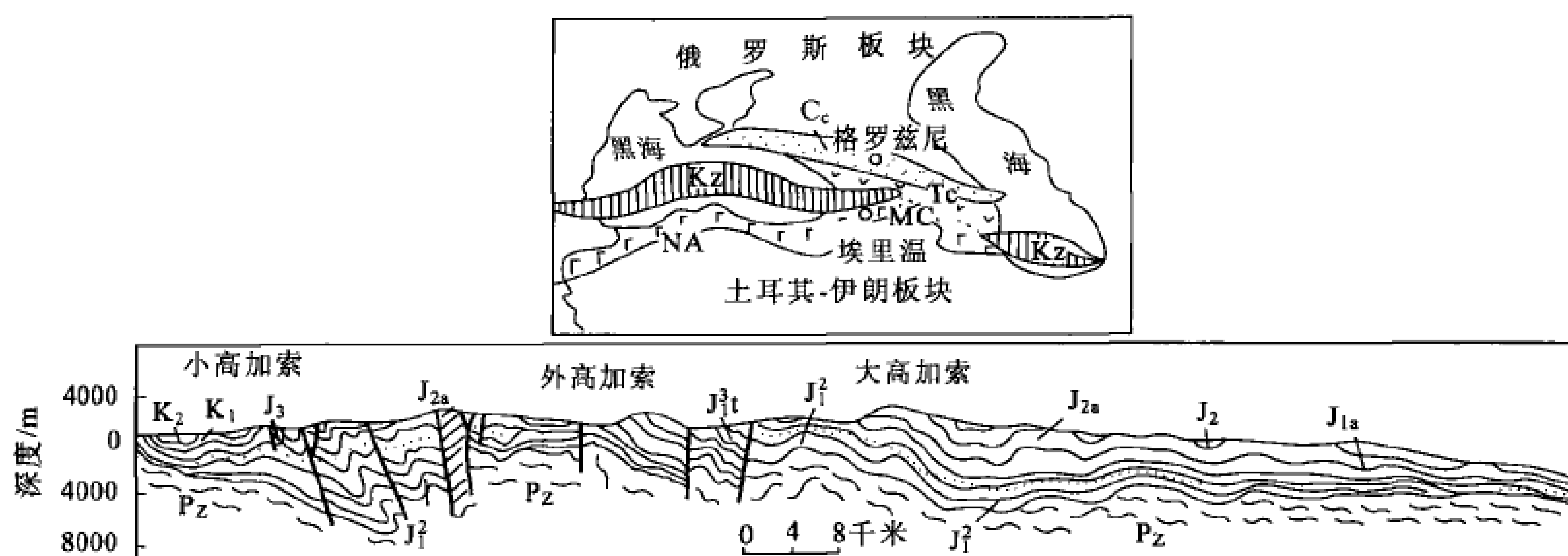


图 10-2 切过高加索主峰的地质剖面

（据 Сорский 1962，资料汇编）

上图表示高加索构造带的位置：Cc. 北高加索弧后盆地；NA. 北安拉托里亚蛇绿岩带；MC. 小高加索蛇绿混杂岩带；Tc. 大高加索岛弧火山岩带；Kz. 新生代裂谷

下图为横穿高加索构造带剖面图

赛诺曼（K_2^1）-康尼亚克期（K_2^3）中形成的推覆体，逆冲方向自南向北。但 Засеев 等（1993）则认为小高加索地区的逆冲推覆开始于巴柔期（J_2^2），并且这里火山岩中的 K_2O 向南北方向同时增加，据此认为洋盆分别向北侧外高加索岛弧地块和南侧伊朗地体之下俯冲，哈茵（1974）亦有类似看法。碰撞造山作用一直持续到第四纪，大高加索鞑吉斯坦的地震研究表明，蛇绿岩等许多地质体都是在上新世-第四纪期间沿上侏罗统齐顿组蒸发岩或下侏罗统泥质沉积顺层滑动形成的（Соборив，1996）。大、小高加索地区的蛇绿混杂岩不仅是不同时代，不同环境地层、岩石的混杂，而且在小高加索赛凡湖一带的蛇绿岩中还混杂有 291±3Ma（K-Ar）的辉长-辉绿岩和安山玢岩（Гасанов，1985），反映了这一碰撞造山带长期发育的历史。

里海南部、中部和北部的地质差异甚大，从沉积盆地的角度可以分为北部古生代盆地、中部中生代盆地和南部新生代盆地（Худайгазаров，1989）。南部的基底埋深达 10～15km，最深达 20km 以上，仅新生界就厚达 10km 左右。新生界主要是红色陆相碎屑岩建造，其中上新统是该区重要的石油天然气产出层位，这与阿尔卑斯的情况类似。晚造山期间的伸展变形在前陆形成逆冲推覆带，后缘则形成伸展型盆地，赛凡湖-南里海盆地可能就是这样形成的。地震勘探成果表明，南里海盆地之下地壳的“花岗岩层”尖灭，沉积层直接覆盖在洋壳“玄武岩层”之上（Цикенитейн，1977）。

高加索至科佩特地区的构造特征表明，这是一条在侏罗纪至早白垩世时期强烈扩张的小洋盆，应属新特提斯北带。晚白垩世至古近纪早期，由于基梅里古陆中的西北伊朗微陆块与劳亚古陆碰撞，从而形成高加索这一岛弧形造山带，晚造山期的伸展变形使大高加索蛇绿混杂岩体向北逆掩到俄罗斯古陆边缘下侏罗统滨浅海沉积之上，后缘地带形成赛凡湖-南里海伸展型盆地。而 Sengor（1992）把里海东部及南里海盆地都认为是由于古科佩特断裂拉分作用所致，高加索造山带则认为是走滑断裂的挤压段。

10.2.3 科佩特洋盆的形成与演化

以科佩特塔格为界，南、北两侧的侏罗系有较大差别，科佩特塔格一带的下-中侏罗统以深海相的黑色泥岩为主，反映了一种深海槽环境，而其南北两侧则都是以近海盆地和断陷湖盆

为特征的被动陆缘环境。南侧以滨浅海相碎屑岩、灰岩和海陆交互相地层为主，夹火山岩，由于存在许多古老地块，岩相横向变化较快；北侧的下-中侏罗统则以海陆交互相含煤碎屑岩为主，上侏罗统主要由碳酸盐岩和蒸发岩组成［图 10-3（a）］。

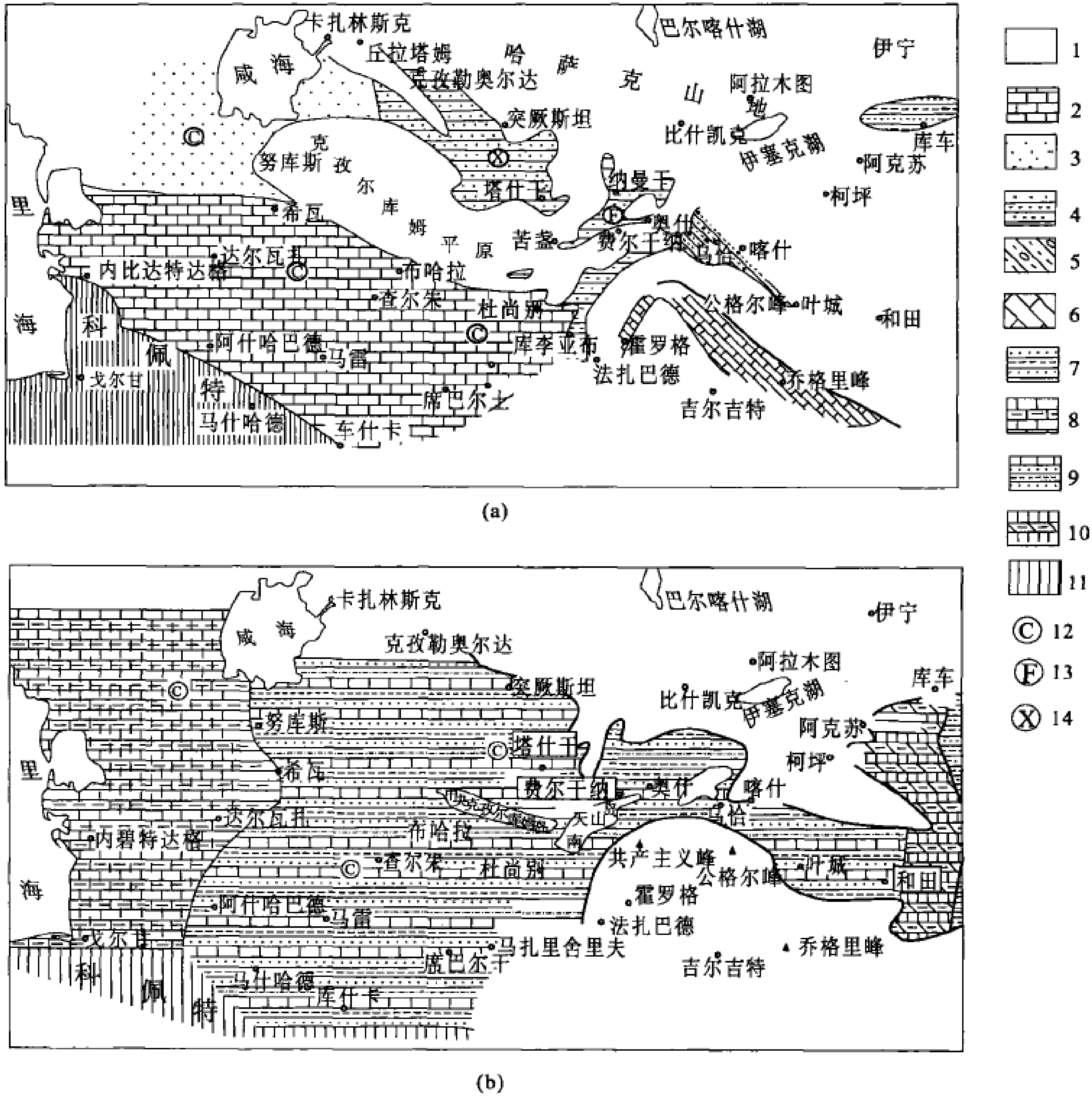


图 10-3 塔里木盆地西部-中亚地区中侏罗世末期-晚侏罗世早期（J_2^3-J_3^1）岩相古地理图（a）和喀什-中亚地区古近纪岩相古地理图（b）

（Бабаев，1991）

1. 处于剥蚀状态的陆地；2. 正常盐度中浅海碳酸盐岩组合；3. 在淡化海水中形成的杂色砂岩、泥岩及粉砂岩；4. 在淡化海水、河流、湖泊环境中形成的杂色灰岩、泥岩及粉砂岩；5. 在山间盆地、断陷盆地中形成的类磨拉石组合；6. 断陷海湾灰岩组合；7. 内陆开阔盆地河湖相碎屑岩、泥质岩组合；8. 开阔浅海灰岩、泥灰岩；9. 浅海及潟湖相含膏盐泥质与碳酸盐岩组合；10. 海陆交互相含膏盐泥质与碳酸盐岩组合；11. 深海；12. 卡拉库姆盆地；13. 费尔干纳盆地；14. 锡尔河（克孜尔库姆）盆地

科佩特塔格侏罗系出露最完整的地段位于土库曼斯坦西南部的大巴尔汉（Б. Балхан）地区，那里侏罗系三统俱全。下-中侏罗统厚度巨大（大于 3400m，底界未出露），岩性主要是半深海还原环境下单调的黑色致密泥质页岩，夹薄层中-粗粒砂岩和细砾岩。产瓣鳃、腕足和箭

石、菊石化石。黑色页岩中缺乏粗碎屑物质，化石也主要是菊石和薄壳的瓣鳃类，说明当时是一个深水海盆。上侏罗统下部为黑灰色沥青化致密灰岩，夹泥灰岩、白色石膏等，向上为结晶粒状致密块状灰岩，夹泥灰岩，与下白垩统灰岩整合过渡，厚约 1000m。产丰富的菊石、瓣鳃、腹足、海胆等化石。

科佩特塔格以南，伊朗高原的侏罗系明显区别于科佩特塔格地区，那里的侏罗系有两类典型的岩石组合。一类基本上完全由滨-浅海碎屑岩、灰岩组成，另一类则是以海相地层为主的海陆交互相地层。在伊朗北部的厄尔布尔士山区，下侏罗统为碳质页岩、砂岩、砾岩，含煤透镜体，下部局部夹含菊石化石的灰岩和底砾岩；中侏罗统由薄层灰岩组成，整个下-中侏罗统厚度超过 1000m；上侏罗统为灰白色灰岩，局部含硅质岩，产菊石 *Perisphinctes*，厚度超过 500m。

科佩特塔格以北，卡拉库姆地块上的侏罗系主要存在于卡拉库姆盆地、乌斯秋尔特盆地和费尔干纳盆地中［图 10-3（a）］，下-中侏罗统以海陆交互相含煤地层为主：主要是杂色砂岩、粉砂岩、泥岩，局部为杂砂岩、砾岩，下部有煤层和煤的透镜体，厚 1900m。上侏罗统有两类岩石组合：在卡拉库姆盆地下部（卡洛-牛津期）为正常盐度中-浅海碳酸盐岩组合（结晶灰岩、有机灰岩、生物碎屑灰岩），上部（启莫里-齐顿期）为巨厚膏盐层（1000m）；在乌斯秋尔特和费尔干纳盆地下部（卡洛-牛津期）为内陆盆地河湖相红色、杂色碎屑岩及泥质组合，上部缺失。

科佩特洋盆作为新特提斯北支的一部分，当侏罗纪后期两端洋盆关闭时它仍在扩长之中，并持续到古近纪末才封闭［图 10-3（b）］。其原因可能并不像 Sengor（1990）所主张的那样，根本原因应该是，由于东伊朗-阿富汗南侧的莫克兰地区自晚白垩世以来一直发生着板块俯冲作用（图 3-15、图 3-16），阿曼湾洋壳目前仍以 50mm/a 的速度俯冲于欧亚大陆之下，也就是说至今这一地区并未发生板块碰撞作用。因此，位于它北侧的法拉地块与卡拉库姆地块间自侏罗纪以来一直就没有强烈的碰撞作用发生，是在两侧陆块缓慢靠近的背景下于古近纪闭合的，故既无明显的岩浆活动和变质作用，也无强烈的逆冲推覆变形。

10.2.4 伊朗-阿富汗地体群

这一地区主要由安纳托利亚、伊朗、阿富汗几个大的微板块构成，它们于晚古生代晚期脱离阿拉伯板块向北漂移，微板块之间于侏罗纪至早白垩世先后拼合，最后于晚白垩至渐新世与欧亚板块拼合。

中伊朗（包括萨布泽瓦尔和锡斯坦）和东伊朗（鲁特）可作为地体（或微板块）的两个典型（图 10-4）。它们在古生代期间为稳定的台地，故不少人认为它们是二叠纪末从冈瓦纳古陆上裂解出来的；晚三叠世（始基梅里）发生强烈的块断活动；上三叠统-中侏罗统主要为近海沉积，至中伊朗东南到东伊朗东部为浅海沉积；上侏罗统发育蒸发岩和红层；晚侏罗世末（晚基梅里）中伊朗强烈褶皱、轻微变质和花岗岩侵入，白垩系高角度不整合于老岩层之上；晚白垩世至古新世（拉拉米期）中伊朗西部和北部曾发生板块强烈碰撞的构造事件，形成了很宽的蛇绿岩带；古新世-渐新世期间，钙碱系列的安山岩-流纹英安岩火山活动强烈而普遍，局部可延续到渐新世-中新世，厚度可达 5000m 以上；早渐新世伴随着断裂、褶皱、变质及花岗-闪长岩侵入和一次显著隆升，沉积了陆相的渐新统和中新世滨湖相沉积；山脉和盆地的形成主要在上新世-更新世，上新世钙碱性安山岩-流纹英安山岩和第四纪碱性玄武岩活动普遍而强烈，沉积主要是陆相红层和砾岩（阿达米等，1980）。据此，Sengor（1991）认为，中伊朗与东伊朗地体也可合称为中伊朗地体，自早三叠世至晚白垩世期间曾数次拉开，被不同时期发育的有限洋盆所分割，自身的旋转、扭动运动幅度也很大，从而形成环绕中伊朗地体的蛇绿岩及蛇绿混

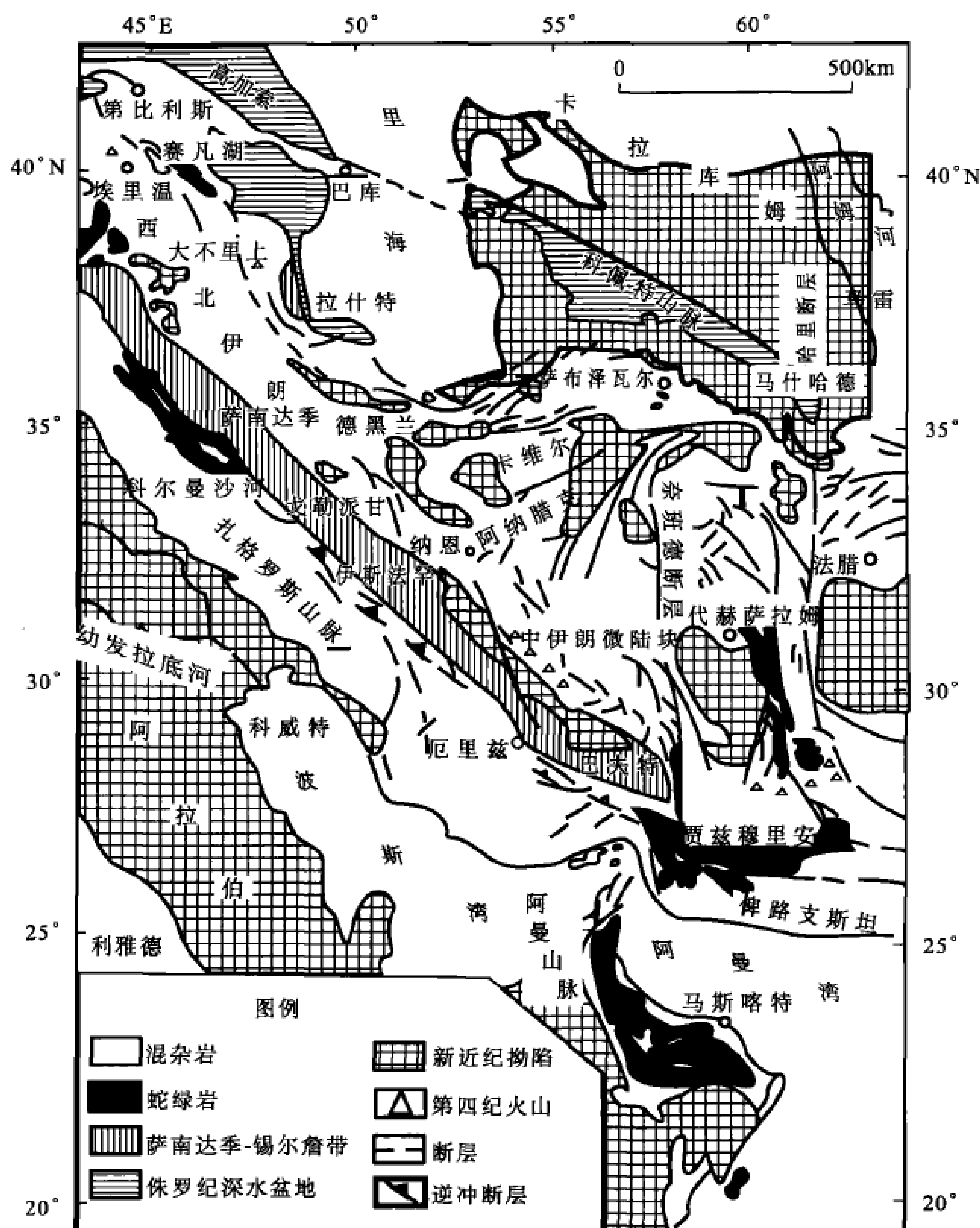


图 10-4　伊朗及其邻区构造图

（引自 Sengor，1992，有修改）

杂岩带，并伴生有狭窄的高压应变带。

10.2.5　帕米尔-北巴基斯坦

1. 基本构造格架

帕米尔弧（图 10-5）是在新近纪期间由于印度板块向北大规模楔入而形成的。它夹持在卡拉库姆和塔里木板块之间，故在其东西两侧形成共轭走滑断裂系。西侧是 NNE 向延伸大于 1000km 恰曼左行断裂系，东侧是以右行走滑为主的喀喇昆仑断裂系（Gaetani，1997）。

一般主张从北向南可将帕米尔划分为北、中、南三带（图 10-5）。北帕米尔主要由上古生界海相沉积岩、镁铁质-超镁铁质岩和中生代早期的花岗岩组成，大致与西昆仑北带相当，南

部以三叠纪-早侏罗世 Tanymas-Akbaytal 北倾冲断带与中帕米尔为界；中帕米尔主要由寒武-三叠系台地相沉积与石英岩、复理石组成，向南以侏罗纪-晚白垩世 Rushan-Pshart 蛇绿岩和南帕米尔为界；南帕米尔主要由前寒武系变质基底（西带）、上古生界-三叠-侏罗系沉积岩（东带）和早白垩世-古近纪深成岩体组成（或称昆仑地块，Gaetani，1997），向南以晚白垩世什约克（Shyok）缝合带（或称主喀喇昆仑逆冲带 MMT）与科希斯坦地块相邻。

帕米尔在新近纪至少在向北运动中有 300km 的缩短量被内部地壳调节（Burtman et al.，1993；Burtman，2000），目前仍以 10～15mm/a 的速度向天山靠近，并有 4～5mm/a 的垂直升降，使本地区表现为大范围的地形起伏（大于 1.5km）和强烈的侵蚀作用（Кучай，1983）。据 Burtman（2000）研究，位于帕米尔西北一侧的塔吉克-北阿富汗盆地相应不均匀缩短 30%～60%，有些层段甚至达 80%以上。其结果不仅使原本相连的塔吉克-塔里木盆地逐渐被分割，并使大量推覆体逆掩到盆地沉积之上。

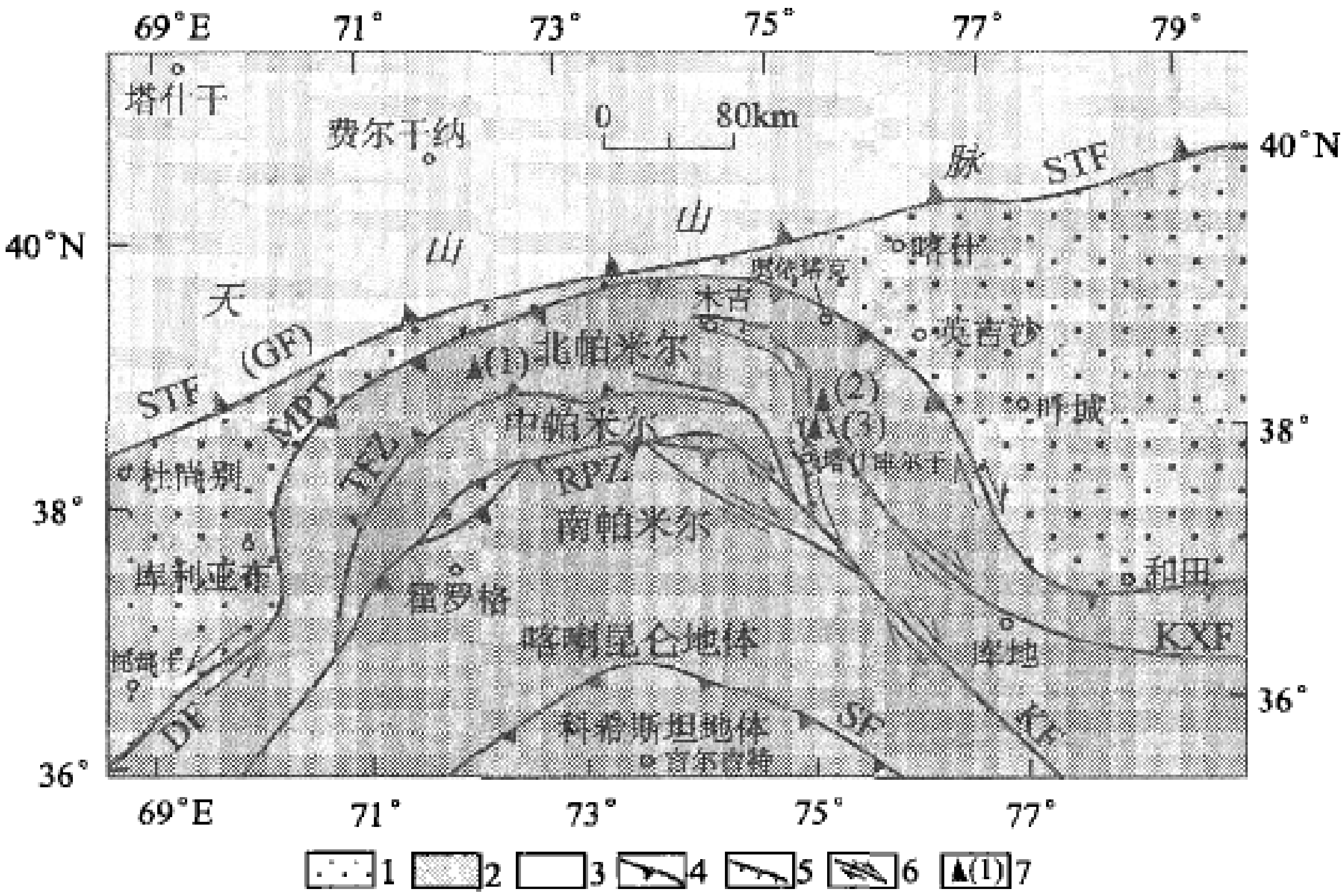


图 10-5　帕米尔构造纲要图

（转引自罗金海，2005；原图据 Strecker 等，1995；Burtman 等，1996；Sobel 等，2000；Solomovich 等，2002 修编）

1. 沉积盆地；2. 天山；3. 帕米尔及西昆仑西部；4. 逆冲断层；5. 正断层；6. 走滑断层；7. 标志性山峰：（1）共产主义峰（7495m），（2）公格尔山（7649m），（3）慕士塔格（7509m）。STF. 天山南缘冲断层，西段称南吉萨尔（Gissar）断层（GF）；MPT. 主帕米尔冲断层；DF. 达尔瓦兹（Darvaz）逆冲-走滑断层；KXF. 康西瓦断层；KF. 喀喇昆仑断层；TFZ. Tanymas 断层带；RPZ. Rushan Pshart 带；SF. 什约克（Shyok）缝合带

2. 北巴基斯坦碰撞系统

图 10-6 是巴基斯坦北部的构造简图，用以表示科希斯坦（Kohistan）地块与南帕米尔带的碰撞。Gaetani 等（2004）认为喀喇昆仑（Karakorum，巴基斯坦境内）带由厚的多期叠加的逆掩岩片组成，它与北面的东兴都库什-瓦罕（Hindu Kush-Wakhan）带的界线是 Tirich 断裂，这是一个左行剪切带，由超镁铁质岩和多成因火成岩组成，已被证实（Pudsey et al.，1985，1986；Searle，1991）这标志着早-中白垩世时期喀喇昆仑地块增生到南帕米尔地块之上。在 Jinali 山口以东，通过 NE-SW 走向的左行走滑断裂使瓦罕带的晚古生代地层和 Misgar 片岩直接叠置在喀喇昆仑带之上，巨大的晚古生代-中生代（主要是 P-J）碳酸盐岩席和尚不完全清楚的变质杂岩（中生代侵入体及更老的变质杂岩）出露在包括东兴都库什-瓦罕带在内的

阿富汗地区（后者即所谓的 Qal-a-Ust 片麻岩）。喀喇昆仑带的盖层多是一些岩片，奥陶? -志留纪沉积不整合于变质基底之上，含丰富化石的石炭系层序代表北喀喇昆仑被动陆缘的演化，它是从晚泥盆世到晚石炭世裂开，晚石炭世到早二叠世的地层就沉积在这样一个破裂不整合（break-up unconformity）之上。Ali 等（2002）在科希斯坦（Kohistan）地块边缘杂岩的伟晶岩脉中求得 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 97～107Ma，这与 Petterson、Windley（1985）和 Treloar 等（1989）确定的印度板块与欧亚大陆的碰撞时限（85～102Ma）大致相仿。

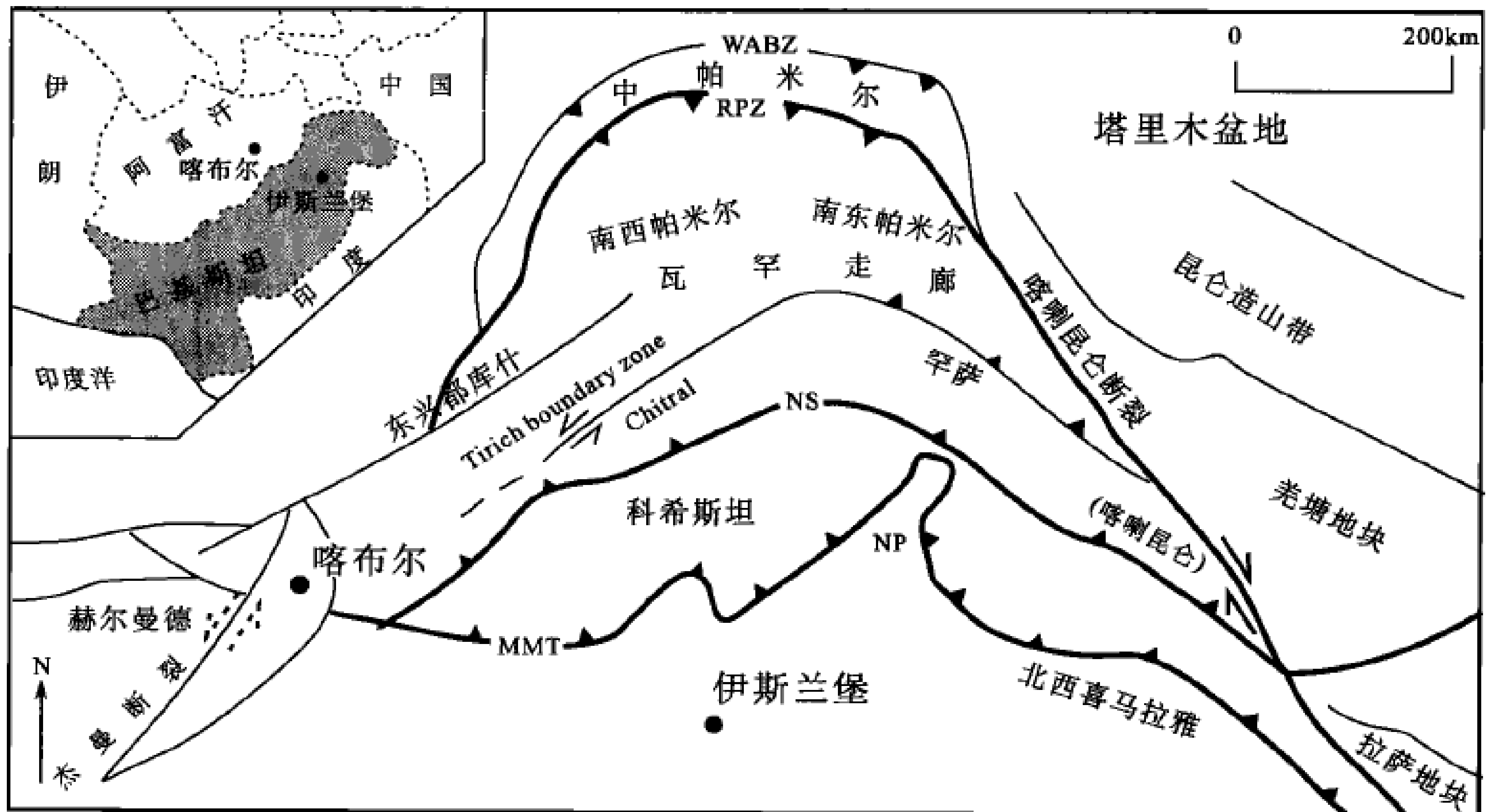


图 10-6　巴基斯坦喀喇昆仑带及其邻区构造略图

(Gaetani et al., 2004)

WABZ. Wanch-AK-Bai 带；RPZ. Rushan-Pshart 带；NS. 北缝合带；MMT. 地幔主逆冲带

10.3　滇-藏地区

10.3.1　基本构造特征

（1）西藏地区的基底岩系以班公湖-怒江断裂为界，以南可以聂拉木群为代表，是一套变质达角闪岩相的中深变质岩系，以火山岩不发育的富铝质片岩、片麻岩为主，类似于印度板块上的基底岩系，一般认为这是泛非事件（110～600Ma）的产物。在喜马拉雅和拉轨岗日地区的原划元古宙变质杂岩中获得一批泛非期（460～530Ma）同位素年龄，并在这一地区的不同地点发现中奥陶统砾岩不整合在元古宙变质杂岩之上，证明这一事件的存在。

以北可以羌中南地区的戈木日群、类乌齐-左贡地区的吉塘群为代表，基底岩系中出现较多的中基性火山岩层。西南方向的滇西地区可以澜沧江为界，以西的岩石组合类似于喜马拉雅地区，以东出现岛弧型火山岩建造。

（2）基底构造特征表明，滇藏地区的板块构造界线应在金沙江一线。因为该线以南的板块基底都稳定于泛非事件（约在震旦纪或早古生代初），其上的稳定盖层沉积主要在奥陶纪以后，盖层型震旦系至今未见报道，寒武系也只有印度盐岭一处；班公湖-怒江以南如此，羌塘地区

前泥盆系主要为中、深变质岩系，零星见到的下古生界均以碎屑岩沉积为主，可能属于当时的大陆边缘环境。滇藏地区与扬子板块间直至晚古生代早-中期应有大洋相隔，故早二叠时期的动植物群及冰川沉积主要以金沙江一线为界（图 10-7）。当时该区也并非是一个统一的板块，而由相互被小洋盆分割的许多地体或称微板块构成，它们之间在诸多方面均有明显差异。后期洋盆的回返就形成了时代不同的羌中、班公湖-怒江等板内俯冲带。

（3）李才等（2006）主张羌中断裂（拉竹龙-双湖-西塘断裂）是扬子古陆与冈瓦纳古陆的分界线，依据是这里存在晚石炭世、中二叠世二期蛇绿岩；早二叠世、晚三叠世二期蓝片岩和晚三叠世榴辉岩，标志两大陆曾在晚海西-印支期聚合。雅鲁藏布江一线南北因石炭纪-二叠纪时期均以冰海沉积为特征，说明在中晚石炭世开始的大陆裂谷活动尚未导致陆壳完全分裂。早二叠世动植物群的分布说明，当时已经出现分开冷水、暖水动植物群分布的广阔大洋（图 10-7，Metcalfe，2002）。

图 10-7 是 Metcalfe（2002）绘制的早二叠世滇藏地区华夏、冈瓦纳动植物群的分布图，图中把华夏、冈瓦纳动植物群及冰碛的分界线放在澜沧江断裂带，可以看出植物群和冰碛的界线是清楚的，而动物群的混生现象则比较复杂，可以出现在结合带的南北两侧，这显然与动物的浮游习性有关。冰海沉积的混杂现象则更加明显。不过，图中对澜沧江断裂带的处理与我国学者不尽相同，后者多主张该带北延与怒江带相连，而图 10-7 中其北延到了羌塘地块的北界，即西金乌兰-金沙江缝合带。

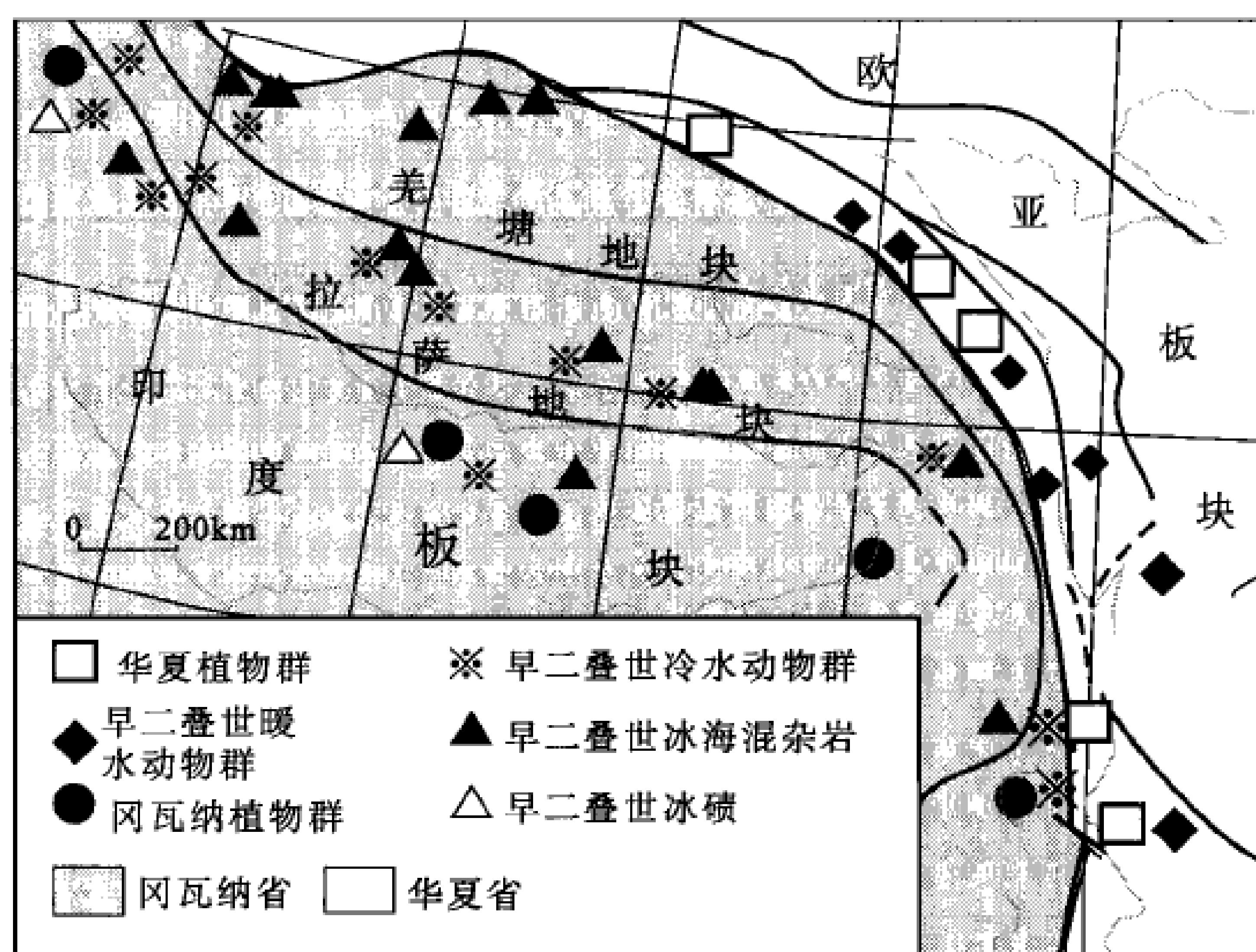


图 10-7　早二叠世西藏-云南地区冈瓦纳、华夏（Cathaysain）动植物群的分布
（Metcalfe，2002）

（4）潘桂棠等（2004）认为班公错-丁青-怒江断裂南、北的盖层性质差异较大。以南，分布在北喜马拉雅的普兰-仲巴-聂木拉-定日一线及拉萨地块的申扎-波密-保山-施甸和潞西-龙陵一带的奥陶-志留系均为台地相沉积，局部轻变质，多为介壳相碳酸盐岩、碎屑岩和笔石页岩，表现为克拉通台盆沉积特征。以北，目前尚无震旦-寒武系地层报道，前泥盆系均为中深变质地层；沿羌塘地块北部边缘至云南的墨江-金平一带，下古生界以碎屑岩为主，日土县奥陶系兽形湖群为页岩、千枚岩、砂岩韵律层，厚 3000～3400m；中下志留统普尔错群为灰岩、石英

岩夹板岩，厚度大于810m；东侧以芒康县青泥洞群为代表，主要为碎屑岩复理石含早奥陶世笔石；向东南至墨江-金平地区，所出露的奥陶系也以碎屑岩为主，厚度也较大。

（5）雅鲁藏布江两侧至泥盆纪-早石炭世仍为台地相环境，火山活动开始于中晚石炭世，八宿县一带的拉古组、怒江一带的旁多群、保山地区的卧牛寺组等都发育有中酸或中基性火山岩，说明沿雅鲁藏布江一线中晚石炭世时已开始裂谷活动。思茅和澜沧江地块因其石炭纪时煤系地层很发育，说明当时它还是扬子地块的一部分，石炭纪后才从扬子地块分裂出来。

自三叠纪起雅鲁藏布江南岸首先出现数千米厚的活动复理石建造，并于雅鲁藏布江南北发育两条侏罗纪-白垩纪钙碱性火山岩带，标志雅鲁藏布江大洋已开始俯冲消减活动。三江地带在早二叠世末发生板块碰撞之后，紧接着三叠纪特提斯域内大陆裂谷活动又空前活跃，导致新形成的板块结合带的部分地段又开裂而形成局限洋盆环境，后者的完全闭合发生在三叠纪末或晚三叠世早期。

（6）侏罗纪初沿班公错-丁青一线，在羌塘地块与拉萨地块间形成一个向东封闭的陆内洋盆，导致西藏地区广泛的侏罗纪海侵，海侵范围扩展到滇西-印支地区，在这些地区虽以陆相沉积为主，但局部地区也发育海陆交互相夹层。羌塘盆地的演化表明，盆地沉降开始于晚三叠世，侏罗纪达到鼎盛，上三叠统、侏罗系先后都曾隆起并褶皱变形，与上、下地层均以不整合接触（黄继钧，2001）。新生代时期因印度板块继续向北俯冲，导致新形成的广大青藏滇西陆块不断抬升，加厚地壳的顶部因横向扩张而出现广泛的玄武岩喷发。

根据上述特征可将滇藏地区的板块构造作如下划分（图10-8）。

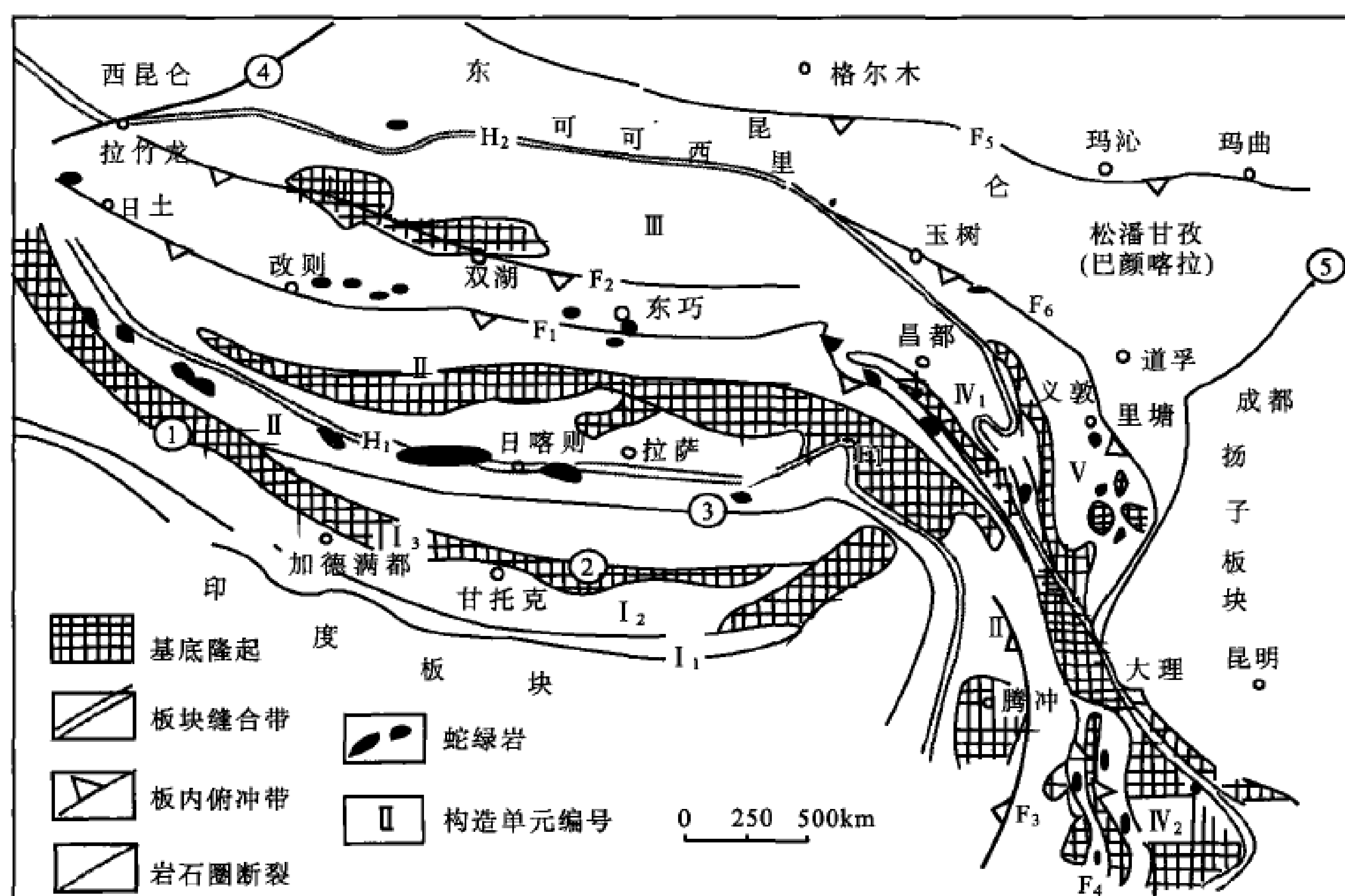


图10-8 滇藏地区大地构造分区图

构造单元：I_1. 西瓦里克前陆盆地；I_2. 低喜马拉雅；I_3. 高喜马拉雅；Ⅱ. 冈底斯-拉萨地体；Ⅲ. 羌塘地体；$Ⅳ_1$. 昌都地体；$Ⅳ_2$. 兰坪-思茅地体；V. 义敦岛弧带。板块缝合带：H_1. 雅鲁藏布江板块缝合带；H_2. 西金乌兰-金沙江板块缝合带。板内俯冲带：F_1. 班公湖-怒江板内俯冲带；F_2. 拉竹龙-双湖板内俯冲带；F_3. 昌宁-孟连；F_4. 滕条江-奠边府；F_5. 修沟-玛沁板内俯冲带；F_6. 甘孜-理塘。岩石圈断裂：①主边界断裂；②主中央断裂；③定日-洛扎断裂带（北喜马拉雅断裂）；④阿尔金断裂南段；⑤龙门山断裂

10.3.2 岩相古地理

1. 前寒武纪（以下参阅西藏地质志，西藏地矿局，1992）

前寒武系出露在喜马拉雅、中羌塘、吉塘、念青唐古拉和高黎贡山地区。聂木拉群沿高喜马拉雅主脊分布，是一套以角闪岩相为主的中深变质岩系，由各种富铝的片岩、片麻岩、混合岩及大理岩组成。念青唐古拉群呈断块形式出露于念青唐古拉山的主脊，在仁布县一带为粗粒斑状云母片岩、石榴黑云花岗片麻岩、斜长角闪岩、长石石英岩及大理岩等。高黎贡山群下部以黑云变粒岩、黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪岩及少量白云质大理岩，上部由云母片岩、黑云母变粒岩组成，夹石英岩、斜长角闪浅粒岩。羌中南地区（戈木日-西雅尔岗一带），下部为角闪岩相岩石，可能与上述地层时代相当，同属中古元古界；上部（戈木日群）为板岩、片岩，夹中基性火山岩，时代可能为新元古代，但也可能包含部分下古生界地层。后者在吉塘之西称嘉玉桥群，是一套变质的冒地槽型沉积。类乌齐-左贡地区前寒武系称吉塘群，下部为各类片麻岩夹云母石英片岩，上部酉西组由片岩、石英岩、变中基性火山岩组成，后者顶部灰岩中含泥盆纪-石炭纪化石。滇西地区以柯街-南汀河断裂为界，以西的前寒武系称澜沧群和崇云群，澜沧群南段为中元古代早期火山岛弧带（1989±40Ma，翟明国等，1990），北段（双江至昌宁）为新元古界大陆边缘沉积（1207±20Ma，Sm-Nd，翟明国等，1990），含橄榄拉斑玄武岩及碱性玄武岩。中缅边界的勐统群和西盟群为石英片岩、绢云片岩互层，夹硅质岩及变粒岩，含叠层石，时代为中新元古代。

2. 早古生代

震旦-寒武系主要分布在喜马拉雅主峰两侧、云南保山及其以南地区，其他地区未见报道。喜马拉雅地区除印度盐岭外还没有寒武纪化石地层发现。北喜马拉雅的震旦-寒武系称肉切村群，亚东一带为钙质黏土及细砂岩，向西至普兰科加为片岩、灰岩、板岩组合，上部夹铁矿层；低喜马拉雅一带称米里群，为由厚3000余米的砂泥质复理石夹少量火山岩组成，变质达绿片岩相，时代可能从震旦纪至奥陶纪。雅江东段的齐吾贡巴群是一套4000余米厚的石英片岩，因与含早奥陶世鹦鹉螺的灰岩整合接触，亦主张时代为震旦纪-奥陶纪（范承钧等，1994）。云南保山一带的下中寒武统公养河群是一套厚4000m的砂页岩夹灰岩建造，上寒武统灰岩增多，化石丰富，因在公养河群下段未发现化石，推测时代为震旦-寒武纪。

北喜马拉雅的奥陶系呈东西向带状展布，三统齐全，主要为台地相碳酸盐岩，西部边缘地区碎屑岩增多且上部出现红色砂岩层，富含头足、腕足、三叶虫和腹足类化石。雅鲁藏布江一带的奥陶系也以碳酸盐岩为主，局部轻变质，化石以腕足类、珊瑚为主。雅鲁藏布江以北申扎-波密-察隅一带均以深灰色灰岩为主，夹少量页岩，时代为早奥陶世。藏北一带无时代确定的奥陶系出露，仅在昌都一带曾采到早奥陶世笔石化石（青泥洞群；林保玉和邱洪荣，1982）。羌塘西北的拉竹龙一带有一套100～200m厚的长石砂岩沉积，张长华等（1990）确定其为志留系，下部可能包含部分奥陶系。云南保山一带的奥陶系厚3800m，三统都有发育，为一套以砂岩为主夹页岩、灰岩组合。

北喜马拉雅及雅鲁藏布江一带的志留系为滨浅海相沉积，局部夹火山岩，自下而上由以砂岩为主渐变为以碳酸盐岩为主，厚137～380m。雅鲁藏布江以北仅见于西段东恰错地区，下部为灰岩、白云质灰岩互层，向上有少量粗面安山岩，中部为石英砂岩夹碳酸盐岩，上部石英砂

岩夹少许砂质板岩、硅质板岩，厚度大于 2500m。滇西一带的志留系下部为含笔石的黑色页岩，向上变为灰岩夹页岩。

3. 晚古生代

北喜马拉雅及雅鲁藏布江地区的泥盆系为一套滨浅海相沉积，下统多为碳酸盐岩，向上变为石英砂岩夹灰岩。拉萨地区下统以紫红色砂岩为主，中上统以灰岩为主；腾冲地区下统为海陆交互相砂岩组合，含北美型无颌鱼类化石，中统为砂质板岩、粉晶灰岩及白云岩组合。藏北在日土县拉竹龙至双湖一带有零星出露，西段中下统为石英砂岩、碳酸盐岩，曾发现腕足类化石，上统拉竹龙组为厚 60m 的灰岩，含大量腕足类化石；双湖一带的查桑群为一套 800 余米厚的灰岩、生物碎屑灰岩，含腕足类、鹦鹉螺、珊瑚和菊石化石。在怒江东岸的左贡一带为一套含底栖生物的碳酸盐岩夹玄武岩组合。云南保山地区由下而上由砂泥岩到灰岩、生物碎屑灰岩，顶部夹硅质岩，厚达 1500 余米。昌宁-勐连一带下统为泥砂质沉积，中上统为硅质岩、岩屑砂岩及少量凝灰岩、板岩。

北喜马拉雅地区的石炭系为碳酸盐岩与碎屑岩互层，上统为冰海相含砾砂板岩和冰碛砾岩。申扎地区下统与中上统均为碳酸盐岩到碎屑岩沉积组合，上部含冰筏沉积（杂砾岩）。羌南地区仅有上统，日土县多玛地区为一套厚约 2000m 的长石石英砂岩、砂板岩、基性火山岩组合，底部有含铁石英砂岩沉积，冰海杂砾岩发育，至改则县北厚近万米（可能有重复）。羌中双湖一带主要为下石炭统沉积，为碳酸盐岩、生物灰岩与碎屑岩的不等厚互层，底部产玄武安山岩、玄武岩，中上石炭统分布零星，主要为厚层灰岩、砂页岩（李才等，1995）。腾冲地区的石炭系多已轻微变质，下部为含砾粉砂岩、含砾砂岩，中段以暗色泥岩为主，上段为砂板岩、含砾砂岩，时代主要为晚石炭世；中段含下冈瓦纳冷水动物群，上段则有转暖趋势。保山地区下统为钙质页岩到灰岩沉积，中上统从含砾砂泥岩、砂岩到生物灰岩，顶部赋存玄武岩、玄武安山岩，含冰筏沉积。澜沧-勐连地区下统也以发育玄武岩、安山岩、火山角砾岩、凝灰岩夹生物灰岩为特征，中上统为碳酸盐岩。

北喜马拉雅、雅鲁藏布江地区多缺失上二叠统，下二叠统在北喜马拉雅地区为一套含煤砂页岩、灰岩建造。雅江地区是一套砂岩、千枚岩、片岩的不等厚互层，上部夹生物灰岩，中部夹变质火山岩。在印度河上游二叠系常呈由外来岩块与三叠系构成混杂堆积，在中巴公路以西发育特提斯暖水动物群，以东为混生生物群。拉萨、申扎、察隅地区岩性为灰岩、砂岩、板岩，含砾板岩，局部夹安山岩，上统往往不全。早期（栖霞期）含冷水动物群，茅口期已具暖水动物群特征，局部的晚二叠世沉积具类复理石特征。羌南地区下二叠统分布广泛，上二叠统零星，多玛地区以灰岩为主，改则以北以砂岩为主，后者中赋存有流纹岩、玄武岩及煤线夹层。羌北地区下统仅见于南部，为一套碳酸盐岩沉积，北部双湖以北仅有上统含煤碎屑岩和生物灰岩组合（李才等，1995）。腾冲地区亦仅见下统，下部为灰岩，上部为绢云母板岩、粉砂岩、碳质板岩（含植物化石）。保山地区以柯街断裂为界，以西无上统，下统为砂页岩、碳质页岩（含植物化石）、白云岩沉积；以东二叠系齐全，从灰岩、白云岩到含煤砂页岩。昌宁-勐连地区上、下统均为碳酸盐岩组合，上部含白云岩团块，以含亚热带浅水有孔虫生物群为特征。

4. 中-新生代

北喜马拉雅-雅鲁藏布江一带的中生界反映自南向北海水加深，为大陆架浅海到次深海-深海沉积。北喜马拉雅地区（扎达-定日一线）的中-下三叠统为碳酸盐岩沉积，上统为滨海沼泽

相碎屑岩沉积，其中以石英砂岩为主，偶夹煤层；侏罗系仍为滨浅海相细碎屑岩、碳酸盐岩组合；白垩系为厚达1500m的灰黑、深灰色页岩夹泥灰岩、灰岩沉积。

中带的拉轨岗日分区的中-下三叠统为浅变质页岩，上统为浅海-半深海浊积的泥质复理石，夹火山凝灰角砾岩和硅质岩；中-下侏罗统以产菊石的细碎屑沉积为主，中统为中基性火山碎屑岩夹细碎屑岩（嘎学组，J_3-K_1）、千枚岩、板岩、放射虫硅质岩、硅质板岩、变玄武岩和辉绿岩组合，沿雅鲁藏布江蛇绿岩带断续展布，形成于深海环境，但也有人推测其为外来移置地体（范承钧等，1994）。

在北带的班戈-洛隆一带，中-下三叠统为凝灰质浅变质岩类（沙丁板岩），上统为复理石砂板岩夹硅泥质灰岩和火山岩。

侏罗系在拉萨-波密一带下侏罗统分布局限，中统和上统中夹数层安山岩并超覆于石炭系、二叠系之上。南部的拉萨至措勤一带中上侏罗统为滨浅海碳酸盐岩和碎屑岩，向西夹火山岩，向北东在比如-洛隆地区由下而上，为底砾岩-石英砂岩-灰岩-砂板岩、灰岩，可厚达4700余米。

白垩系在昂仁-日喀则一线全为海相，其他地区下统为海相，上统为陆相。昂仁-日喀则地区下部为蛇绿混杂岩的深海复理石沉积，向上过渡为浅海相；措勤-拉萨一带下部为含中酸性火山岩的海相-海陆交互相沉积，上部（K_2-E_1）为发育酸性到碱性火山岩的河湖相红色建造；班戈-洛隆地区下部为海陆交互相含煤建造，上部是山间盆地中酸性-中基性陆相火山岩系。

古新统和始新统在雅鲁藏布江以南为稳定残留海沉积，缺失渐新统和中新统，上新统-更新统均为陆相沉积。昂仁-日喀则地区为陆相含煤磨拉石组合（$E_{1\text{-}2}$）和山前磨拉石（E_3-N_1）；措勤-拉萨地区渐新统-上新统（E_3-N_2）为山间盆地沉积，沉积厚度可达400m，有深湖相油页岩形成；藏北地区渐新统和中新统均有玄武岩喷发。

10.3.3 羌塘地体与羌塘盆地（图10-8，I_1）

藏北羌塘地区是一个三叠纪-侏罗纪大型沉积盆地，面积可达16万km^2。盆地奠基在羌塘地体（或称地块、微板块）之上，北界和东界为西金乌兰-金沙江板块缝合带，南界为班公湖-丁青板内俯冲带。地体有其独特的发展历史，它是地史时期从相邻大陆上裂解下来的一个古老块体，有人主张它来自扬子古陆（潘桂棠等，2004），有人主张羌中断裂以北来自扬子古陆，羌中断裂以南来自冈瓦纳古陆（李才等，2004），后期的发育则明显受南北两侧构造带的制约。

1. 基底构造

羌塘地体也称唐古拉古陆，基底见于羌中隆起冈马日、戈木日、西亚尔冈及东部的安多一带，岩石类型较杂，有板岩、千枚岩、大理岩、变质砂岩、变质火山岩、硅质岩、花岗片麻岩和石榴云母片麻岩等，原岩可能为砂泥质复理石沉积夹少量碳酸盐岩、基性火山岩，无化石，缺乏年龄数据，故很长一段时间都把羌塘基底岩石统称为前泥盆系，至今对羌塘基底的性质和时代仍有争议。曾在羌塘东南的念青唐古拉一带，于片麻岩中获得二组锆石U-Pb年龄分别为1000Ma和2000Ma（许荣华，1985），在眼球状片麻岩中获得锆石U-Pb等时线年龄为1250Ma（肖序常等，1988），王国芝等（2001）根据羌中果干加年日群1 111Ma年龄，认为它与其下部的戈木日群一起都是羌塘地区的变质基底。

但近年来在安多县城1∶25万区测中，在念青唐古拉群的基性火山岩中获得604±43Ma（Sm-Nd）年龄，在英云闪长片麻岩中获得491±51Ma（SHRIMP）年龄，在片麻状二长花岗岩中获得814±18Ma和515±14Ma（SHRIMP）年龄。李才等（2004）报道，羌中戈木日山

由上石炭统擦蒙组和展金组碎屑岩和基性火山岩组成，夹结晶灰岩，变质为绿片岩相；在果干加年山采到大量化石，主体时代为晚石炭世，北侧被上三叠统不整合覆盖；在玛依岗日南坡，在原划元古宇玛依岗日组含冰碛条纹大理岩的玄武岩夹层中获 318Ma Rb-Sr 等时线年龄。故羌中、羌南地区目前尚无大面积古老变质岩存在的确切证据。

泥盆系普遍不整合于变质基底之上，关于早古生代的演化历史尚不清楚。在羌塘西北的拉竹龙一带出露一套 100～200m 厚的长石石英砂岩，张长华等（1990）曾将其确定为志留系，也许其中可能包括部分奥陶系地层。现有的资料反映，零星的露头均为类复理石型台地边缘相沉积，推测早古生代羌塘主体呈隆起状态，但究竟是一完整的古陆还是一个岛链，目前尚不能定论。

羌塘盆地是一个以侏罗纪拗陷为主的沉积盆地，地层总体呈 NWW 向或近 EW 向展布，由中央隆起分为南北两个拗陷（图 10-10）。羌北拗陷早侏罗世为一套厚数百米的火山岩、火山浊流沉积组合（下侏罗统那底岗日组）；羌南拗陷为一套厚数千米的砂泥质细屑复理石沉积（下侏罗统曲色组）；中-晚侏罗世沉积了巨厚（3000～4000m）的海相磨拉石（雁石坪群），向上水体变浅，岩石粒度变粗，从浅海相到三角洲-潟湖相；沉积中心不断向北迁移；早白垩世发育陆相磨拉石，晚白垩世-新生代处于抬升剥蚀状态。

2. 拉竹龙-双湖-西塘高压变质带

在羌中断裂带上有蛇绿岩和蓝片岩发育，李才等（1999，2006）称其为拉竹龙-双湖-西塘板块结合带，认为它是冈瓦纳大陆与扬子古陆的分界线。羌中蛇绿岩已识别出晚石炭世、中二叠世二期，前者仅见于果干加年山，是一套变质的蛇绿岩，由堆晶辉长岩、枕状玄武岩等组成；中二叠世蛇绿岩出露于戈木-双湖沿线，断续延伸约 450km，主要由辉石橄榄岩、橄榄辉石岩、（橄榄）辉长辉绿岩、块状（枕状）玄武岩和放射虫硅质岩组成，在戈木日西坡还发育有具鲍马序列的浊积岩，其中产中二叠世蜓科化石。双湖以东尚未发现蛇绿岩，但在才多茶卡北坡黑色页岩中已发现晚泥盆世、二叠纪蜓科化石，这是洋盆向东延伸的信息。

羌中高压变质带西起冈玛日，东到双湖东的才多茶卡，延长约 500km（图 10-9）。蓝片岩有两个时代，早二叠世蓝片岩主要为标准型蓝闪石和青铝闪石，时代约 280Ma，产出温度为 400℃，压力为 0.7GPa；晚三叠世蓝片岩主要为青铝闪石，时代约 220Ma，产出温度为 410～460℃，压力为 0.67～0.75GPa。榴辉岩产出在戈木日地区，产于白云母蓝闪石片岩和石榴白云母片岩中，属 C 型榴辉岩，产出压力为 1.56～2.35GPa，其中多硅白云母的 Ar-Ar 年龄为 217Ma 和 219Ma，初步确定为晚三叠世。

关于拉竹龙-双湖构造带的性质还有争议，但有一点是肯定的，它对羌塘三叠纪-侏罗纪盆地没有起到分隔作用，其中所赋存的蛇绿岩、榴辉岩和蓝片岩等可能是南、北羌塘地体间小洋盆活动的产物，不具有区域意义，故称为拉竹龙-双湖高压变质带。

3. 盆地发育

1）构造特征

根据重磁资料，盆地为两拗加一隆的构造格局，即羌北拗陷、中央隆起和羌南拗陷（图 10-10，Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ）。羌南地区的奥陶（?）-泥盆系与藏南聂拉木、申扎一带类似，是一套浅海碳酸盐建造，具稳定大陆边缘台地相沉积特征；上石炭-中下二叠统以发育枕状玄武岩和复理石沉积为特征，有活动大陆边缘裂谷建造的特点，以含冷水型生物和冰海杂砾岩为特征，中

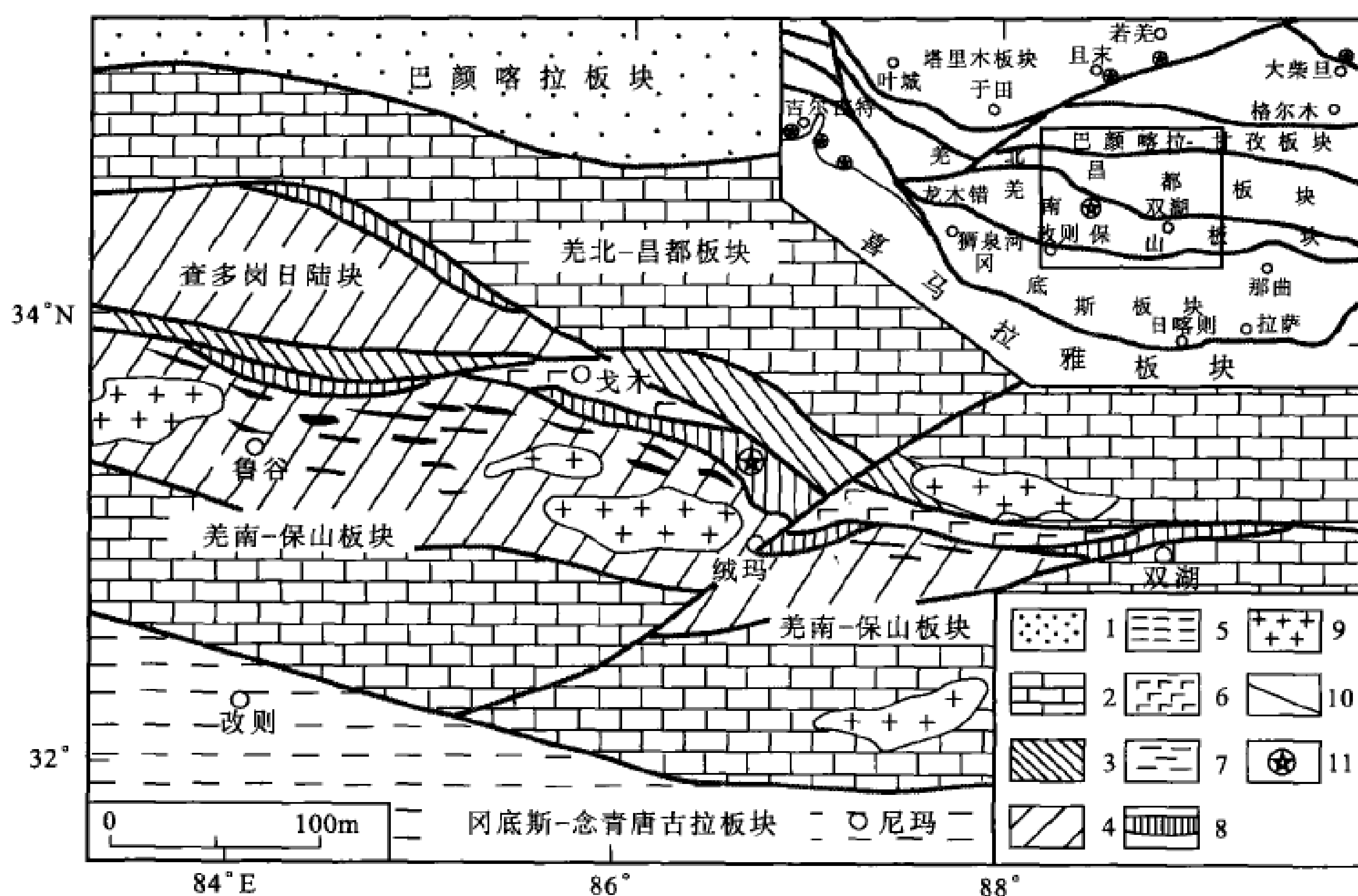


图 10-9 羌中高压变质带构造位置图
（李才等，2006）

1. 巴颜喀拉复理石沉积；2. 羌塘中生代沉积；3. 羌北扬子型台型沉积；4. 羌南冈瓦纳型被动陆缘沉积；5. 冈底斯中生代造山带；6. 羌中蛇绿岩、蛇绿混杂岩；7. 基性岩墙群；8. 蓝片岩带；9. 花岗岩；10. 板块结合带；11. 榴辉岩

二叠世以后出现冷暖混生并向暖水型转化。故李才等（2006）根据上述认识，认为羌南地区为冈瓦纳北缘增生系统，羌北是扬子型盖层生物系统。羌北地区的龙木错-拉竹龙存在奥陶系、志留系，往东南至江达、芒康的海通等地也发现奥陶-志留系，主要为含扬子生物群的碳酸盐岩沉积；晚加里东运动在拉竹龙和芒康地区有明显反映，泥盆系不整合在褶皱的奥陶-志留系之上；泥盆系至二叠系以浅海、滨浅海碳酸盐岩沉积为主，生物繁盛，腕足类和珊瑚产于泥盆系中；下石炭统（见于日弯茶卡和昌都的马查拉、青泥洞、小邦达与海通等地）产典型的扬子型珊瑚化石组合；石炭纪至二叠纪沉积中普遍发育珊瑚、海绵等造礁生物，有的礁体规模巨大；上石炭至上二叠统中蜓科具完整的演化序列，已确定九个连续的蜓科化石带；晚二叠世在西双湖的热觉茶卡和昌都的妥坝两地已转变为海陆交互相或陆相沉积，产大羽羊齿植物群。

中央隆起的基底是前泥盆系戈木日群，为一套浅-中深变质岩系；上覆泥盆-石炭系碎屑岩、碳酸盐岩陆表海沉积；二叠系为含煤火山岩建造；下-中三叠统为斜坡相细碎屑浊积岩组合，上三叠统以盆地边缘相含煤碎屑岩建造为特征。

羌北拗陷是一个被次一级凸起和拗陷所复杂化的构造单元，由南向北可划分为南部边缘拗陷带-南部凸起带-南部拗陷带-中部凸起带-北部拗陷带-北部凸起带-北部边缘拗陷带，其中南部拗陷带拗陷较浅，埋深 5～7km，且西浅东深；北部拗陷带拗陷较深，埋深达 9km，且规模大，连续性好。盆地南北两侧均发育朝向盆地中心的逆冲推覆带。

羌塘盆地构造发育的最大特点是：中晚侏罗世的强烈沉陷和侏罗纪之后的普遍褶皱。褶皱构造的基本样式为断续褶皱，主要为轴面近直立的纵弯褶皱，平面上时断、时续；但又不同于

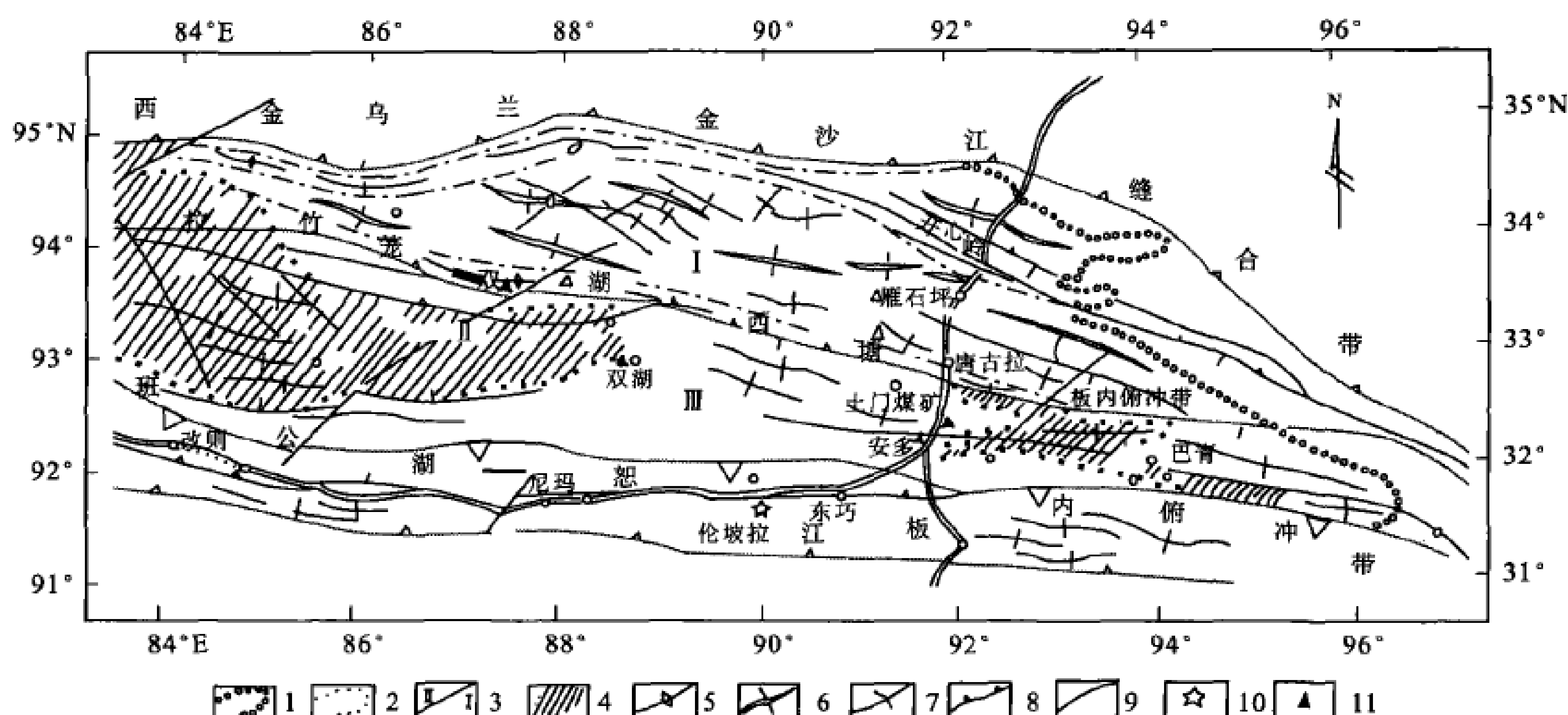


图 10-10 羌塘盆地构造图

（黄继钧，2001，简化）

1. 盆地边界；2. 盆内一级构造分界线；3. 构造单元代号：Ⅰ. 羌北拗陷，Ⅱ. 羌中隆起，Ⅲ. 羌南拗陷；4. 中央隆起；5. 复背斜；6. 复向斜；7. 次一级褶皱；8. 缝合线；9. 断层；10. 油流点；11. 油苗点

背、向斜不同等发育的隔槽式或隔档式褶皱（后者也归入断续褶皱范畴或称侏罗山式褶皱），更不同于短轴穹隆组合的日耳曼式褶皱（这类褶皱往往是孤立存在的，而羌塘地区多为复背斜或复向斜）。羌北拗陷褶皱构造平面分带性清楚，南北边缘为冲断推覆断褶带，向内为南、北复背斜带夹中央复向斜带。羌南拗陷的构造较为简单，发育短轴直立开阔褶皱。

2）盆地演化

可划分为五个演化阶段（黄继钧，2001）。

（1）泥盆纪-早二叠世隆起张裂阶段。总体抬升呈陆表海状态，接受碳酸盐岩夹碎屑岩沉积；石炭纪拉张活动加剧，海域扩大，整个羌塘地区被海水淹没，沉积了一套稳定的浅水陆棚碳酸盐岩和碎屑岩建造，含丰富浅水生物化石；石炭纪晚期-早二叠世拉张活动进入高潮，在地体内部查布、查桑一带形成一条东西向裂谷，沉积了一套数千米厚的陆源碎屑岩-碳酸盐岩-放射虫硅质岩-中基性火山岩；在早二叠世晚期转为南北向挤压，查布-查桑裂谷关闭，中央隆起形成，在其南北两侧形成两个拗陷。

（2）晚二叠-中三叠世早期挤压-晚期拉张构造发育阶段。晚二叠世盆地进一步经受南北向挤压，在北羌塘拗陷南部热觉茶卡地区发育一套浅水陆棚-海湾-河流-三角洲相沉积，其下部为类复理石，上部为类磨拉石沉积；在乌丽地区见上二叠统下部底砾岩不整合于石炭系-下二叠统之上，上三叠统康鲁组下段砂岩的物源区与古流向都表明，这时中央陆起处于隆起剥蚀状态。中三叠世盆地处于南北向拉张状态，热觉茶卡康南组为深水盆地-陆棚相沉积，发育类复理石建造，含深水菊石动物群，在芨芨岭山区见黑色泥晶灰岩、介壳灰岩，含双壳化石；石渣坡一带发育一套千枚岩和碱性玄武岩，并夹构造侵位的辉绿岩，后者年龄为 246.21±5.19Ma，地化性质显示产于板内环境。

（3）晚三叠世北羌塘前陆盆地、南羌塘被动陆缘楔形盆地发育阶段。晚三叠世开始，由于

班公湖-怒江洋盆逐步打开，南羌塘处于被动陆缘环境，形成浊积岩、三角洲、碳酸盐岩缓坡和蒸发岩系；北羌塘地区因西金乌兰-金沙江洋盆的关闭而向北俯冲，并作为前陆盆地而发育，具双物源区，南缘以三角洲、碳酸盐岩缓坡沉积为特征，北缘以浊积岩为代表的复理石建造为特征，北厚南薄。

(4) 侏罗纪羌南弧前前陆盆地、羌北弧后前陆盆地发育阶段。侏罗纪是羌塘前陆盆地发育鼎盛时期，由于上三叠统及其下伏地层的褶皱变形，侏罗系不整合或假整合覆于其上。侏罗纪时期沿着班公湖-丁青一线洋盆张开，早侏罗世在其南北两侧的羌塘和冈底斯陆块前缘均有深水浊积岩形成，南部（曲色组）为数千米厚的细屑浊积岩；羌中为隆起带；羌北则为陆缘裂谷带，在那底岗日、菊花山一带有数百米厚的火山岩、凝灰岩、凝灰质浊积岩和薄层硅质岩等沉积（那底岗日组），物源区主要为中央隆起。中侏罗世时，沉降中心不断北移，前陆拗陷扩展到羌北地区，使整个羌塘地区都强烈沉降以致形成浅海至三角洲-潟湖相沉积（雁石坪群）。

(5) 白垩纪-第四纪挤压-抬升构造发育阶段。白垩系-第四系零星分布于一些山间盆地中，以冲积扇相和干盐湖沉积为特征，属磨拉石建造，普遍与下伏侏罗系为角度不整合接触，各组之间也均为角度不整合，反映白垩纪-第四纪盆地处于强烈褶皱变形和抬升状态，白垩纪-古近纪-新近纪有酸性火山岩、基性火山岩喷发和花岗岩侵入，年龄为70～100Ma和40～43Ma。

10.3.4 班公湖-怒江板内俯冲带（图10-8，F_1）

班公湖-怒江带一般认为西起班公湖，向东经改则、丁青、加玉桥至八宿县上林卡，再经左贡扎玉与昌宁-孟连带相通，向南延伸可与泰国的清莱-清迈带及南延的马来西亚的劳物-文冬带相连，全长约3000余千米。

1. 基本特征

按潘桂棠等（2004）的意见该带有下列一些主要特征：

(1) 结合带两侧的基底性质不同。以南的拉萨地体及喜马拉雅隆起是形成于550～600Ma泛非期变质基底；以北的羌塘、昌都等地体是形成于10亿年左右的亲扬子的晋宁期基底。但如果以冈瓦纳基底和扬子基底来划分，分界线应在双湖高压变质带，因在安多县一带已发现一些800～500Ma的变质岩年龄和火山岩年龄（李才等，2004）。

(2) 结合带两侧的盖层发育差异较大。以南迄今无寒武纪生物地层记录（除印度的盐岭地区外），而从喜马拉雅至冈底斯北缘，从奥陶纪至始新世，表现为连续完整的浅海陆缘沉积，特别是记录了晚古生代以来伸展状态下的各种不整合事件；以北只有晚古生至中生代不完整的沉积盖层。

(3) 结合带南、北小洋盆活动时代不同。以北的羌塘-三江地区洋盆发育在C_3-P；而以南的弧后洋盆主要活动于J-K。

(4) 两侧主碰撞造山时间不同。北部羌塘-三江地区主要表现为上三叠统与下伏岩层的角度不整合，如北部羌塘地区的上三叠统肖茶卡群与下伏石炭-二叠系的角度不整合，昌都地块火山弧及晚三叠世东独组与下伏地层的角度不整合；而南部地区的冈底斯是上白垩统竟柱山组或设兴组与下伏地层的角度不整合，此处还发育白垩纪末65Ma左右的碰撞造山事件等。

(5) 石炭纪-二叠纪冰川事件的差异。印度大陆为大陆冰川沉积，雅江以南以冰碛泥石流沉积为主，班公湖-怒江以南以冰融滑塌杂砾浅海沉积为主；而班公湖-怒江以北以含冰融落石沉积为主（含砾板岩夹硅质岩），其中浊积型泥板岩与含砾泥板岩应是划分南大陆与北大陆的标志。

班公湖-怒江带两侧冷暖水动植物呈对称分布，以南的冈底斯地区为冷暖动植物群混生区，喜马拉雅地区以冷水型动物群为主，含个别暖水型腕足类和华夏植物群分子；以北的南羌塘为冷暖混生区，北羌塘、昌都及其以北以暖水型为主，含个别冷水型分子。

不过按 Metcalfe（2002）的意见：冷暖生物群的分界线，北段在西金乌兰板块缝合带，南段在澜沧江板块结合带（图 10-7）。

（6）新生代火山岩浆活动的差异。冈底斯以侵入活动为主，火山活动主要在古近纪（55～50Ma），以中钾-高钾钙碱系列为特征；以北火山活动十分强烈，分布面积大，多在新近纪的35～40Ma、10～20Ma、0～6Ma，以高钾钙碱性系列和橄榄粗玄岩系列为主。

（7）地球物理。以南壳内有两个低速高导层，以北只有一个低速高导层；以南地壳厚度为90～120km，以北为 160～210km；以南岩石圈厚度仅 100km（雅鲁藏布江），以北为 160～230km；以南热流值高，最高可达 364Wm/m^2（羊应乡），伦坡拉盆地也达 140Wm/m^2；而以北的沱沱河为 47Wm/m^2，东昆仑北麓为 42Wm/m^2；以南为负磁异常区，异常中心在聂拉木县（86°E，28°N），中心强度为－9.9nT；以北为亚洲最大的正磁异常区，异常中心在塔里木盆地的安迪尔（84 °E，38°N），中心强度为 10.2nT。

2. 丁青蛇绿岩带

一般认为，班公错-丁青蛇绿岩带西段蛇绿岩中含晚侏罗世放射虫化石（姜春发，1984；李红生，1987）；中段蛇绿岩多数被下白垩统不整合覆盖；东段蛇绿岩侵位于三叠-侏罗系地层中，被上侏罗统不整合覆盖。韦振权等（2007）对丁青蛇绿岩的研究结果表明这里有两个世代：晚三叠世（丁青东蛇绿岩）和早侏罗世（宗白蛇绿岩）。

丁青蛇绿岩位于班公湖-怒江带的东段大拐弯处（图 10-11），是该带上最大也是最完整的

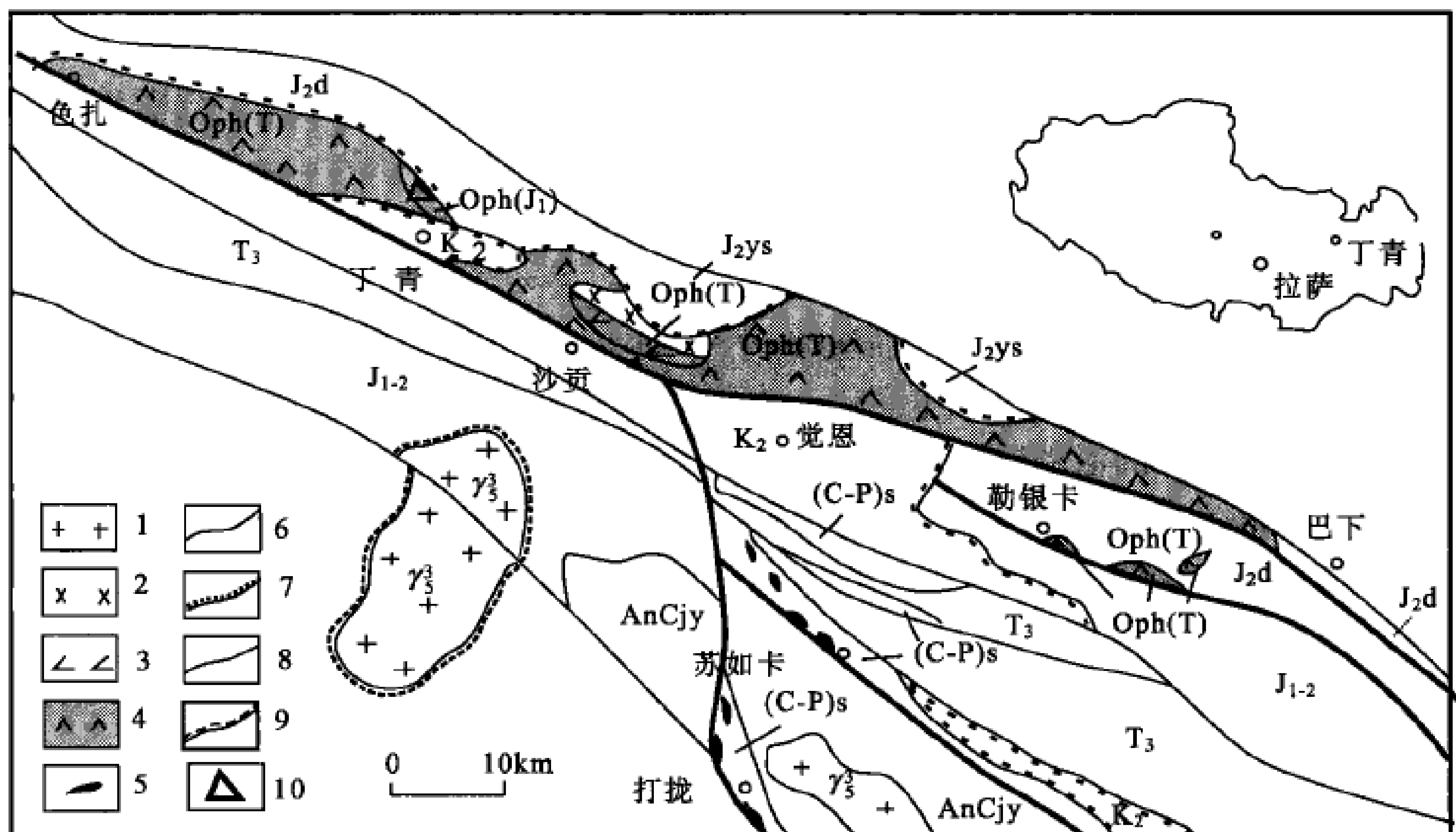


图 10-11　丁青地区地质构造略图

（李秋生等，1996；韦振权等，2007）

(C-P) S. 石炭-二叠系苏如卡岩组；AnCjy. 前石炭系嘉玉桥群；J₂d. 中侏罗统德极国组；J₂ys. 中侏罗统雁石坪群；Oph（T）. 三叠纪蛇绿岩片；Oph（J₁）. 早侏罗世蛇绿岩片；1. Y-白垩纪花岗岩；2. 镁铁杂岩；3. 堆积岩；4. 变质橄榄岩；5. 怒江蛇绿岩残片；6. 地质界线；7. 不整合界线；8. 断层；9. 角岩化带；10. 宗白蛇绿混杂岩位置

蛇绿岩（张旗等，1992）。以丁青为中心可分为东、西两个岩体，宗白蛇绿混杂岩位于丁青县城北 4km 处，属西岩体，向南构造拼贴于丁青三叠纪蛇绿岩片（Oph（T））之上，北侧被中侏罗统德极国组（J_2d）灰绿色厚层状复成分砾岩角度不整合压盖。宗白蛇绿混杂岩主要由枕状玄武岩、辉绿岩、辉长岩和方辉橄榄岩等组成，上覆岩系为深海含放射虫硅质、黑色页岩夹基性熔岩和火山碎屑岩。后者中的火山岩一般呈夹层产出，岩性为基性熔岩和火山碎屑岩。

据韦振权等（2007）对宗白蛇绿岩进行岩石学和全岩地球化学研究后认为，这里存在两套成因不同的岩石，其中玄武岩、辉长岩的地球化学特征类似于洋岛玄武岩（OIB），落入洋岛和碱性玄武岩区，是热点或地幔柱的产物，不是蛇绿岩的成分；方辉橄榄岩的化学成分表明它是中等至强亏损地幔源区再次熔融的残留物，是洋内岛弧的基底残片；辉绿岩的地球化学特征与 MORB 类似，应生成于洋中脊环境。进一步研究表明，丁青蛇绿混杂岩是同一洋盆内俯冲事件在不同时期的产物，在洋内俯冲早期（T）的弧前扩张中形成丁青东的玻安岩，其剖面上部深海硅质中放射虫的时代为晚三叠世（王玉净等，2002）；在洋内俯冲后期（早侏罗世）形成丁青西宗白 MORB 型蛇绿岩，剖面上部硅质岩中产早侏罗世放射虫（李红生，1988），顶部被德极国组（J_2d）不整合覆盖。

10.3.5 冈底斯-拉萨-保山岛弧地体（图 10-8，Ⅱ）

拉萨地体介于班公湖-丁青带与雅鲁藏布江缝合带之间，为冈底斯-念青唐古拉两个山系分布地区。前已述及，前寒武系基底主要出露于拉萨西北的念青唐古拉主峰地区，向西至申扎地区也有出露，念青唐古拉群在仁布县一带为粗粒斑状云母片岩、石榴黑云花岗片麻岩、斜长角闪岩、长石石英岩及大理岩等。古生代时，从拉萨的旁多一直到申扎均为稳定台地相盖层沉积时期，具北倾特征（图 10-12）。奥陶系下部为生物碎屑瘤状灰岩与薄层细砂岩、页岩互层，夹角砾灰岩；中上部为生物碎屑灰岩及泥质条带灰岩，夹笔石页岩，总体上为浅水缓坡的沉积特征，具有向上变浅序列；志留系继承了奥陶系的特点，主要是一套笔石页岩与灰岩互层，以钙质沉积为主，含黄铁矿晶体，其中，中-上志留统主要为生物碎屑灰岩、结晶灰岩夹白云质灰岩、泥灰岩，基本上为浅海大陆架环境，向上变为潮坪沉积环境。早泥盆世有一次规模较大的海侵，仅念青唐古拉地区为古隆起。以此为界，北缘为碳酸盐岩沉积，南缘为碎屑岩沉积；石炭-二叠系具有特征的冈瓦纳相沉积，石炭系发育冰海砂砾岩，含砾板岩；早二叠世栖霞期发育冷水期珊瑚、腕足类动物群。

从中生代起，地体性质发生根本变化，为复杂的沟弧盆体系，南北边缘发育两条中生代钙碱系列火山岩带。北缘的活动陆缘沉积开始于三叠纪，发育一套厚达 4000～7000m 的浊流沉积。海相侏罗系覆盖了冈底斯-念青唐古拉构造带北坡，其北部边缘的班公错-改则-东巧一带的中下侏罗统为巨厚的复理石沉积，含大量基性火山岩、放射虫硅质岩及二叠系-三叠系混杂岩块。由此向南缺失下侏罗统，中上统向南不断超覆，于班戈-比如-洛隆一线发育类复理石沉积，至措勤-拉萨一带为滨浅海碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩，上白垩统上部已全部为陆相磨拉石沉积，显示逐渐向南抬升的古地理格局。

南缘在日喀则弧前盆地中发育晚白垩世早中期火山复理石，至上白垩统上部已转变为浅海碎屑岩，反映两侧洋盆不断的闭合过程（图 10-12）。

微板块上中酸性侵入活动强烈，形成从冈底斯至缅甸西部（普吉-丹那）的花岗岩带，冈底斯花岗岩活动于 40～140Ma，为巨大的线状岩基，以闪长岩与花岗闪长岩为主体，具贫硅、贫碱、铝不饱和的特征，应为壳幔同熔型或Ⅰ型；向东至波密-察隅一带主要发育喜马拉雅中晚期陆壳重熔型花岗岩。

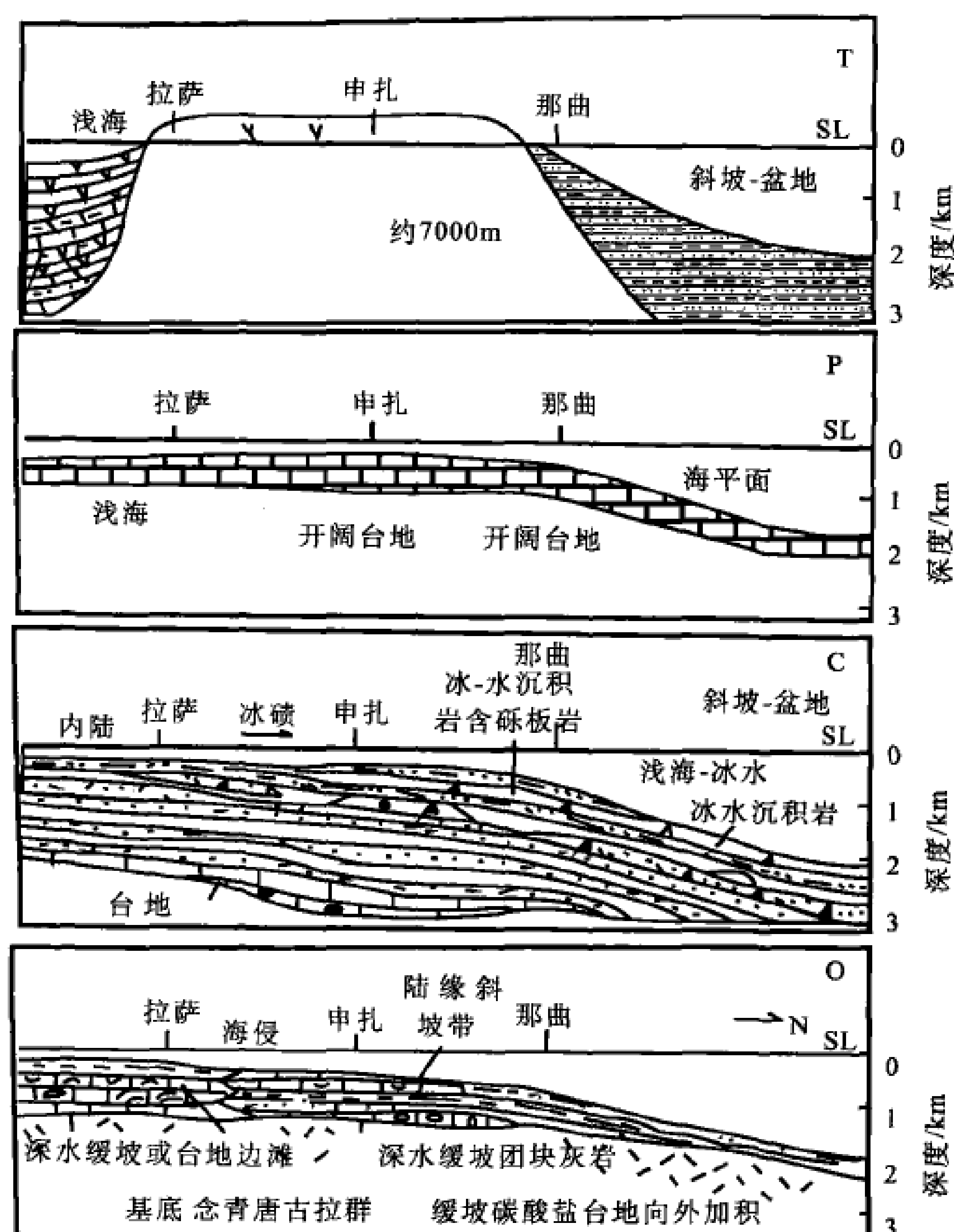


图 10-12 拉萨地体北缘古生代至三叠纪古地理演化

（许效松等，1996）

SL. 海平面

区内新近纪至中新世火山活动普遍，主要为中-中酸性熔岩及火山碎屑岩，玄武岩相对较少，早期为钙碱性质，晚期向碱性转化。腾冲地区则主要为上新世至全新世的溢流玄武岩，属高铝-高钾玄武岩系列。

10.3.6 印度河-雅鲁藏布江板块缝合带（图 10-8，H_1）

此带展布于印度河-雅鲁藏布江河谷地带，宽约 10km，在我国境内长达 1500km。缝合带中蛇绿岩的分布可分西、中、东三段，西段以日康巴和普兰-达巴为代表；中段在日喀则东西一线长近 500km；东段以拉萨东约 200km 的罗布莎蛇绿岩为代表。一般由蛇绿岩、高压变质岩和混杂岩等组成。混杂岩的基质时代晚三叠世-早白垩世，是南北两个大陆边缘沉积与构造侵位的蛇绿岩相互掺杂而成的构造混杂带，被上白垩统碎屑岩复理石及古近纪、新近纪磨拉石不整合覆盖。

混杂岩带中的远洋沉积主要是厚数百米至数千米的放射虫硅质岩，放射虫的时代为晚侏罗-早白垩世。基性火山岩多为块状与枕状玄武岩及细碧岩；岩墙由辉绿岩、辉绿辉长岩

和粒玄岩单个岩墙组成，总厚数百米至数千米；堆积岩由下而上从纯橄岩、层状橄榄辉长岩和层状辉长岩到均质辉长岩再到辉长辉绿岩，偶见奥长花岗岩；超镁铁质岩的主体为蛇纹石化方辉橄榄岩。在蛇绿岩带的南侧分布着蛇绿混杂岩带和泥质混杂岩带，基质为晚三叠世-早白垩世的复理石沉积。岩块由蛇绿岩成分及不同时代的外来岩块组成，其中含大量二叠纪灰岩岩块：高压变质岩石沿日喀则南断续延伸 400km，宽小于 5km，在印度河流域的 Kohistan 地区（图 10-6）也有蓝片岩报道。特征矿物组合为蓝闪石、黑硬绿泥石、硬柱石等，它与北侧冈底斯带中含红柱石、夕线石的中酸性变质岩构成双变质带。白文吉等（2004）在拉萨以东的罗布莎高压变质岩石中分离出超高压矿物方铁矿和自然铁，后者是液态地核与核幔边界硅酸盐化学反应的产物。

因为日喀则地区上白垩统为次深海碎屑岩、硅质岩组合，底部含蛇绿岩砾石，与下伏枕状玄武岩呈沉积接触；西段日土至噶尔一带见侏罗系-下白垩统与基性熔岩、放射硅质岩呈层状产出；东部泽当地区基性、超基性岩侵位于上白垩统和古近系地层中，故认为晚侏罗至早白垩世为洋盆强烈扩张和蛇绿岩形成时代，于晚白垩世-古近纪侵位（图 10-13）。

郝杰等（1999）认为，雅鲁藏布江蛇绿岩不是三叠纪特提斯洋的洋壳残片，而是属于一种上叠型蛇绿岩（supra-subduction zone ophiolites），是俯冲初期因弧前海底扩张而形成的蛇绿岩，它与洋中脊蛇绿岩类似，但因岩浆房小，故厚度小，普遍缺失或少量发育堆晶岩系；地化特征类似于洋中脊蛇绿岩，但同时又显示出一定的岛弧特性；它是日喀则前弧盆地的南部基底，后者的海相沉积一直持续到始新世，故印度板块与拉萨地体的碰撞应在始新世末或渐新世初。

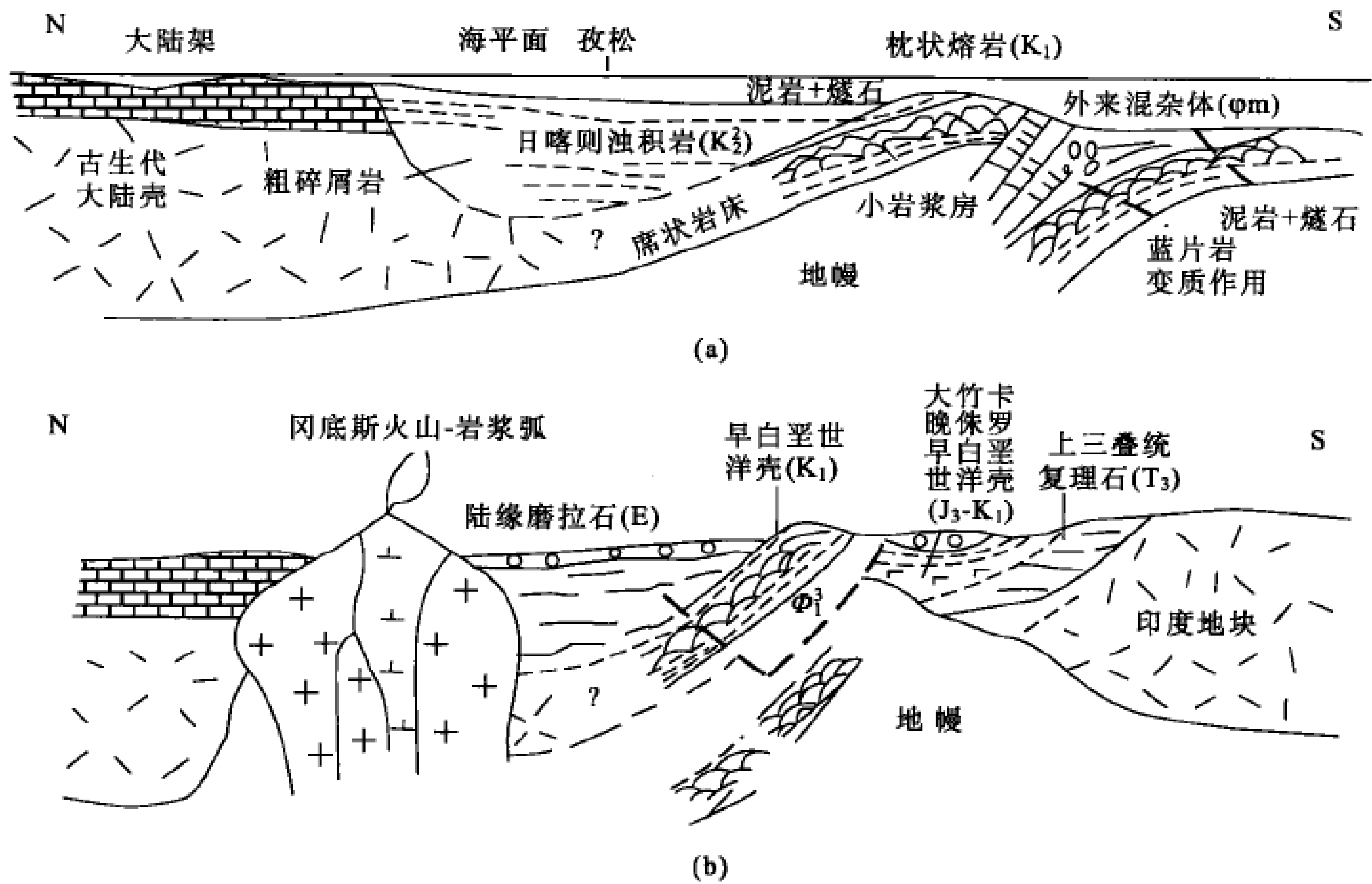


图 10-13　印度-雅鲁藏布江板块结合带示意图

（王希斌等，1987）

（a）早白垩世末特提斯洋壳开始俯冲，并伴随盆地沉积（日喀则浊积岩）；（b）由于晚白垩世两大陆（滇藏板块与印度板块）碰撞导致蛇绿岩侵位，并伴随陆缘磨拉石形成

10.3.7 喜马拉雅推覆构造带（图 10-8，Ⅰ₁-Ⅰ₃）

喜马拉雅是一个复杂的逆冲推覆构造带，在雅鲁藏布江缝合带以南发育稳定沉积类型的古生界和活动边缘型中生界；中央地带广泛出露前寒武系，显然这应是印度板块的北缘挠起部分；南部山麓地带堆积了厚度巨大的新近系-下更新统磨拉石沉积。

喜马拉雅现代的主构造由三大断裂带组成（图 10-8、图 10-14、图 10-15）：主中央断裂（MCT）、主边界断裂（MBT）和主前缘断裂（MFT），其初始年龄由老至新，所有这些断裂在深部都成面状滑脱断层，故亦称主喜马拉雅断裂（MHT）。"婆罗多"断裂（MT）是 MCT 与 MBT 间的过渡性质的断裂，它使 Bhimphodi 组岩石覆盖到低喜马拉雅带之上，使其成为含结晶基底的低喜马拉雅纳布构造，其根带的位置仍然有争议。南西藏滑脱断层系（STDFS）在高喜马拉雅带去根过程中起着重要作用（Upreti，1999）。

从雅鲁藏布江缝合带往南，可将喜马拉雅地区划分为下列构造带，即北喜马拉雅构造带；高喜马拉雅（大喜马拉雅）构造带；低喜马拉雅（小喜马拉雅）构造带；西瓦里克构造带；帽檐（Terai）构造带（图 10-14、图 10-15）。它们大致呈东西向延伸，并呈稍向南突出的宽缓弧形。

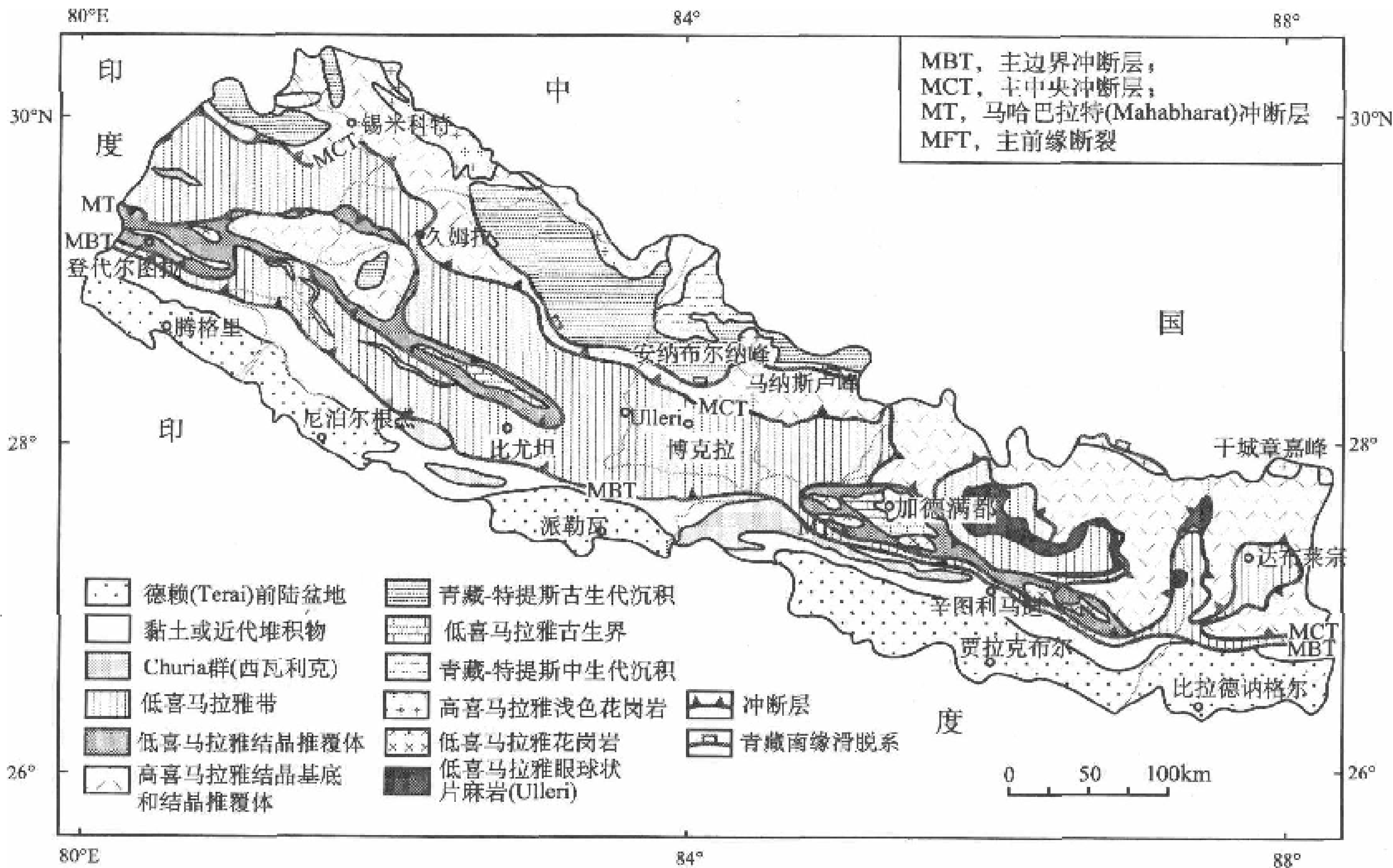


图 10-14 尼泊尔地质图

（Uprete，1999）

LH. 低喜马拉雅；HH. 高喜马拉雅；TTS. 西藏特提斯沉积；STDS. 南西藏滑脱系

1. 北喜马拉雅（西藏特提斯）带

北喜马拉雅构造带位于雅鲁藏布江板块缝合带与高喜马拉雅隆起带之间，沿南拆离断层系

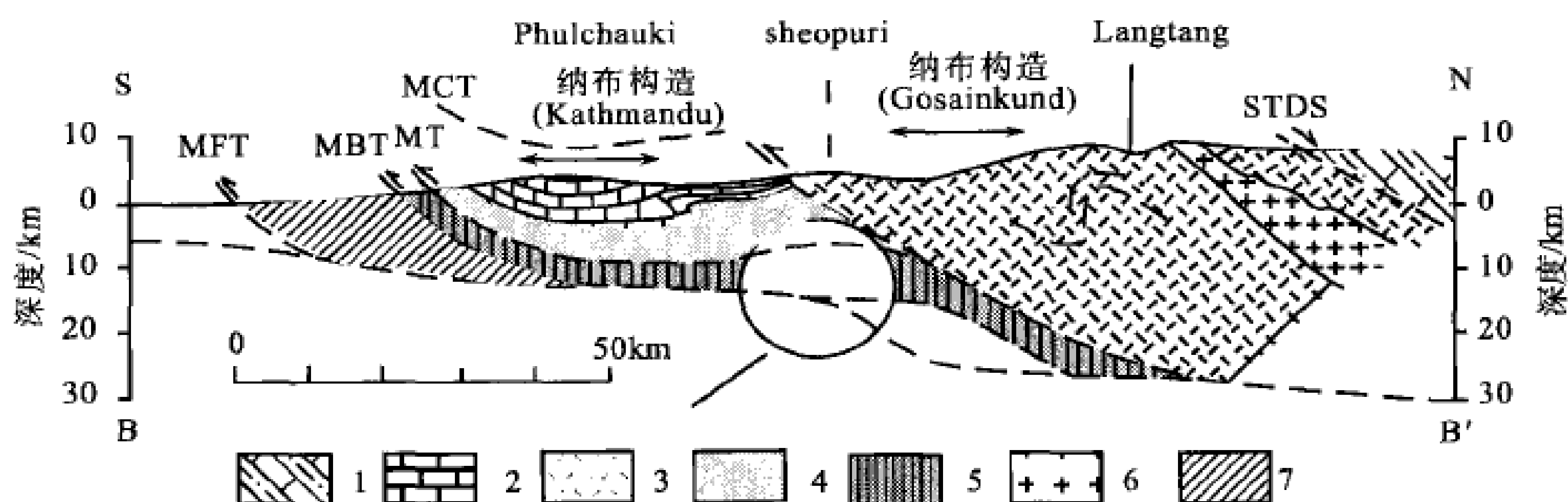


图 10-15　尼泊尔低喜马拉雅及其根带的南北向剖面图
（穿过加德曼都，Uprete and Le Fort，1999）
1. 西藏特提斯沉积；2. Phulcauki 组；3. 高喜马拉雅结晶地体；4. Bhimphodi 组；5. 低喜马拉雅岩石；
6. 高喜马拉雅 Icuco 花岗岩；7. Churia 组

(STDFS)，寒武纪到白垩-始新世地层被推覆到高喜马拉雅结晶基底之上，一般认为前者是比低喜马拉雅更远端的特提斯沉积。拆离断层系为北倾正断层，它把北面的特提斯沉积拖曳成世界上最大的褶皱。这里的古生界以台地相沉积为主，局部地区有裂谷活动，显系古生代印度板块北部被动陆缘。中生界以浅海大陆架相沉积为主，北缘地带三叠-侏罗系火山沉积巨厚，显然已向活动陆缘转变。

大致介于定日-洛扎断裂（南）和那林-扎拉（北）断裂之间，东段是以拉轨岗日穹隆为核心的复背斜构造，其核部为前寒武系的中深变质岩与片麻状花岗岩，隆子一带发育 7000m 的侏罗系火山沉积建造；中段定日至萨噶为一向斜构造，三叠系中含有较多的上古生界岩石滑塌碎块，由北向南、由东向西三叠系碳酸盐岩夹层增多；萨噶以西的西段为一背斜构造，轴部出露台地相奥陶-二叠系，但比高喜马拉雅厚度大，且浅变质；带内分布有喜马拉雅期（30～40Ma，Rb-Sr）的黑云母花岗岩（刘增乾等，1990）。

2. 高喜马拉雅带（结晶的高级变质的高喜马拉雅带，Upreti，1999）

它构成了喜马拉雅的主干，主中央断裂是它的基础，其地层时代多认为属晚元古代至中寒武世。高喜马拉雅带南部前寒武纪结晶岩系广泛发育，从缅甸向西经不丹、锡金、尼泊尔、印度到巴基斯坦等地的北部，包括廷布群（不丹）、珠穆朗玛群（珠峰区）、巴龙群（尼泊尔）、宋圃群（达科拉河谷）等，这就是所谓喜马拉雅中央结晶轴。喜马拉雅的前寒武系以各种片麻岩和片岩为主，夹石英岩，大理岩很少，原岩主要是一套砂质及黏土粉砂碎屑沉积物。

珠峰区的古生界包括寒武-奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系和二叠系，岩层发育比较完整；其中从寒武系到石炭系均由浅海相的砂岩、页岩、灰岩组成，总厚约 4700m，厚度有自南向北增大的趋势；整个地层富含生物化石，各地层间多以整合接触，具有台地沉积盖层的特点。在石炭纪晚期到早二叠世时期有广泛的冰川沉积。

沿着泥质岩系和冰水沉积等滑脱层，各地层块体一致以低角度（10°±；常承发，1987）向南推覆，形成由北向南急剧跌落的高耸山体，变形时代主要在中中新世。

3. 低喜马拉雅（Lesser Himalayan）带

低喜马拉雅带也称小喜马拉雅带，它位于边界大断裂与中央大断裂之间，宽 32～80km。本带由前寒武纪变质岩系及古生界、中生界的未变质岩系组成，其中覆盖在印度半岛上的沉积岩代表特提斯海最南缘的相，它与下伏地层为广泛的不整合接触。含化石的地层（厚度大于3km）与不含化石的地层（厚度 12km）间有一沉积间断，上渐新世到下中新世沉积记录了喜马拉雅山的海退过程。北面为一个宽广的背斜，南面是一个向斜，沿主边界断裂（MBT）发育一系列的逆掩断层。

古生界主要为奥陶-志留系灰岩建造、上志留统-泥盆系石英岩-砂岩-板岩、熔岩和中晚石炭世冰水沉积。中生界可划分为下、上两个组，下岩组分布于低喜马拉雅西段库蒙地区，由灰岩、砂岩、页岩、石英岩组成，厚 1100～2610m，其中含有三叠纪的藻类（Saxana，1973）；上岩组下部为页岩，上部为石英岩及灰岩，含有软体动物碎片及珊瑚，可能部分代表侏罗系甚至白垩系，厚 1400～2200m。这套地层被新生代沉积层覆盖，组成一系列向南的推覆构造，使显生宙地层与基底结晶片岩相互叠置，构造变动始自中新世，至上新世到更新世达到高潮。

4. 西瓦里克（Siwalik）带

西瓦里克带亦称 Churia 带（Upreti，1999），或西瓦里克前陆盆地，是特提斯边缘与印度半岛的过渡带。全长 2500km 以上，其宽度平均约为 20km，广泛发育新近系-下更新统（14～1Ma）陆相淡水沉积，由一套巨厚的碎屑物质组成，主要有砂岩、黏土、泥灰岩及砾岩，最厚达 6000m 以上。下、中部较细，以砂岩、泥岩为主；上部较粗，由砂岩、砾岩组成，这与喜马拉雅山在上新世到早更新世的急剧升起有关。尼泊尔境内的西瓦里克群发育较好，一般划分为下、中、上三个群：

（1）下西瓦里克群（N_2^1）以灰绿、紫灰色厚层粉砂岩-细砂岩与紫灰、杂色泥岩互层为主，夹紫色杂色页岩；

（2）中西瓦里克群（N_2^2）为绿灰、黄灰、浅灰色细-粉砂岩与绿灰、棕红色泥岩互层，夹页岩、砂质灰岩、偶见砾岩和煤线，交错层发育；

（3）上西瓦里利克群（N_2^3-Q_1^1）主要为一套巨厚的杂色砾岩层，夹少量黏土层。

一般认为，西瓦里克构造变动的时间应在早更新世至中更新世，由于下、中西瓦里克组都显示出明显的构造变形，褶皱断裂都比较发育，上组通常平缓倾斜。因此，构造变动出现得稍早一些也是可能的（杨森楠等，1986）。

5. 帽檐（Terai）带

帽檐带由厚度超过 1km 的现代冲积层组成，这是隐伏的西瓦里克组，覆盖在北印度半岛的基底岩石之上，受朝南递进的现代活动逆掩断层和褶皱构造的制约（Upreti，1999）。

10.4 三 江 地 区

三江地区由四个构造带组成，自东而西为西金乌兰-金沙江缝合带和甘孜-理塘板内俯冲带（图 10-16，Ⓗ、①）、昌都-兰坪-思茅地体和澜沧江板内俯冲带（图 10-16，D_3，D_6 和②-③）。

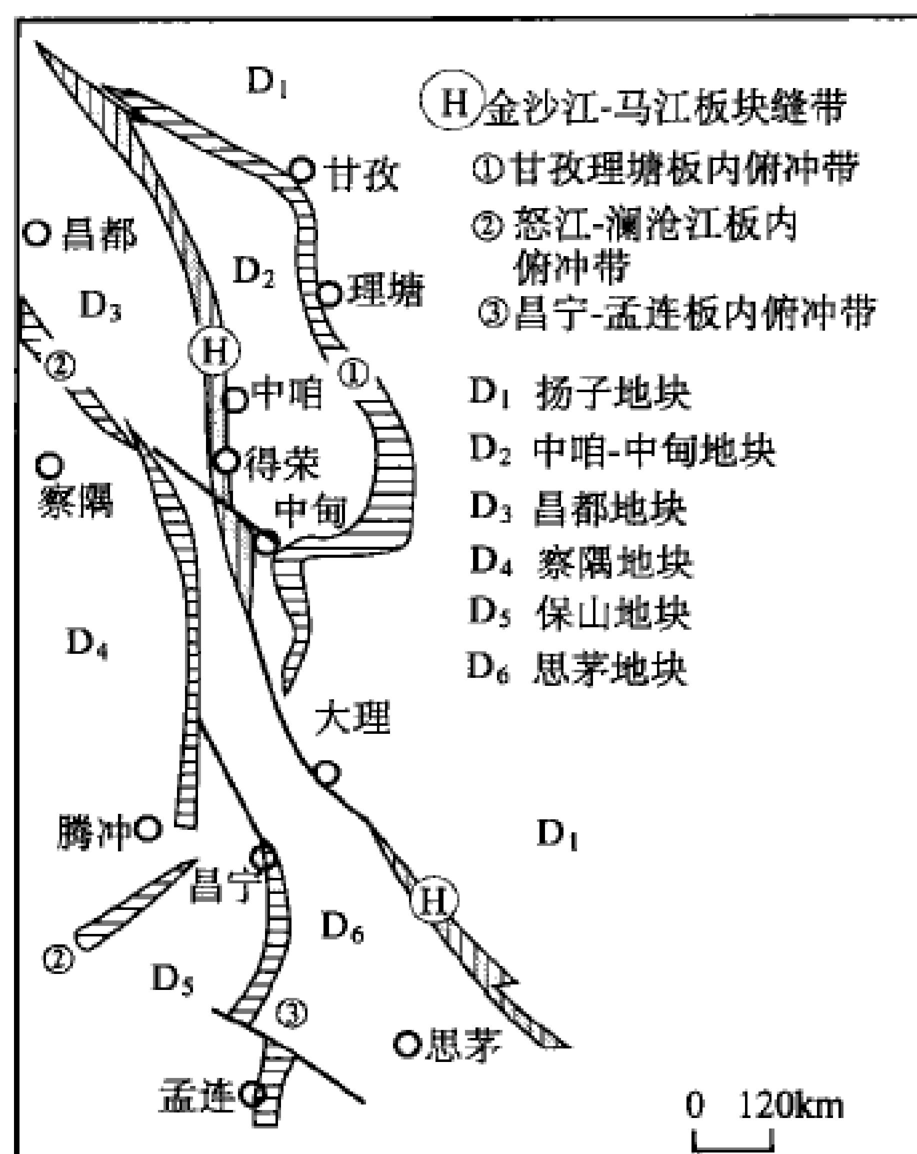


图 10-16 三江地区构造单元划分

广义的西金乌兰-金沙江板块缝合带介于羌塘-昌都-思茅地体与扬子板块之间，中段被中咱-中甸地体分为义敦、金沙江东西两条沟-弧-盆系（图10-16）；南段墨江蛇绿岩带又自东向西分为哀牢山、藤条江和李仙江三带。昌都-兰坪-思茅地区是一个具稳定古生界沉积盖层的基底隆起，三叠纪始发育为地堑-地垒式裂谷盆地。澜沧江板内俯冲带中南段由发育在澜沧江、怒江间的混杂岩片组成，可分为怒江、昌宁-孟连两带，其年龄、化石等表明，地壳分裂始自泥盆纪，褶皱隆起在中三叠世末。该带北延是一个颇有争议的问题，一般认为它是班公湖-丁青蛇绿岩带的南向延伸；但也有人认为应与羌中蛇绿岩或西金乌兰蛇绿岩带相连。

区内西金乌兰-金沙江板块缝合带的划分尽管还有争议，但多数意见比较统一，认为这是扬子和滇藏板块间的俯冲-碰撞带，不过构造带西段的西金乌兰段尚未见到具 MORB 性质的蛇绿岩。构造运动的时间则有早二叠世、晚三叠世两种意见，我们倾向于前一种意见，依据将在下文中论述。至于晚三叠世构造事件则应属陆缘裂谷活动，主要表现为义敦段从晚二叠世至晚三叠世的火山岩以双峰式火山岩序列为主，所谓甘孜-理塘蛇绿岩应产出在裂谷性质的洋盆中；同时，主缝合带东侧的楚雄盆地（参见 9.2.1 节）、西侧的昌都-兰坪-思茅盆地（图 10-21）都是晚三叠世裂谷盆地，都不具有板块俯冲-碰撞期间属拗陷性质的前陆盆地的特征，侏罗纪期间才转变为坳陷型盆地（图 10-22）。

前人划分的澜沧江板块缝合带据王义等（2005，图 10-20）最新资料，昌宁-孟连段火山岩所赋存的围岩拉巴组（P-T）、中寨组（中二叠统）和岔河群（C_3-P_1）都不属于远洋沉积，而是一套成分成熟度高（石英＞90%）、结构成熟度中等（杂质为 0%～16%）的砂泥质沉积，不仅含放射虫化石，还含有较多的腹足类、腕足类、海百合茎等浅水动物化石，应属被动陆缘沉积；构成蛇绿岩组分的玄武岩既可以不整合于这套碎屑岩之上，也侵入到其中的灰岩层中，故应为裂谷性质的火山岩。鉴于上述资料，我们把它作为板内俯冲带处理，时代在晚二叠世至中三叠世。

10.4.1 西金乌兰-金沙江板块缝合带

1. 西金乌兰段

据边千韬等（1991，1993，1997）报道，西金乌兰蛇绿混杂岩展布在可可西里的西金乌兰-巴音查乌玛（青藏铁路五道梁站西）一线（图 10-17），从古生物、地层和定年资料确定，其形成时代为早石炭世至早二叠世，岩石组合代表洋壳残片，其中镁铁质岩主要产出在洋岛环境，硅质岩形成于深海-半深海环境，部分处于洋脊或洋岛附近的热水活动区。蛇绿混杂岩的基质是千枚岩，大小不等的辉长岩、辉绿岩、枕状或块状玄武岩、苦橄质玄武岩、硅质岩、灰岩、大理岩等岩块杂乱地混杂在基质中，其上被晚二叠世-早三叠世海滩亚相石英砂岩、台地

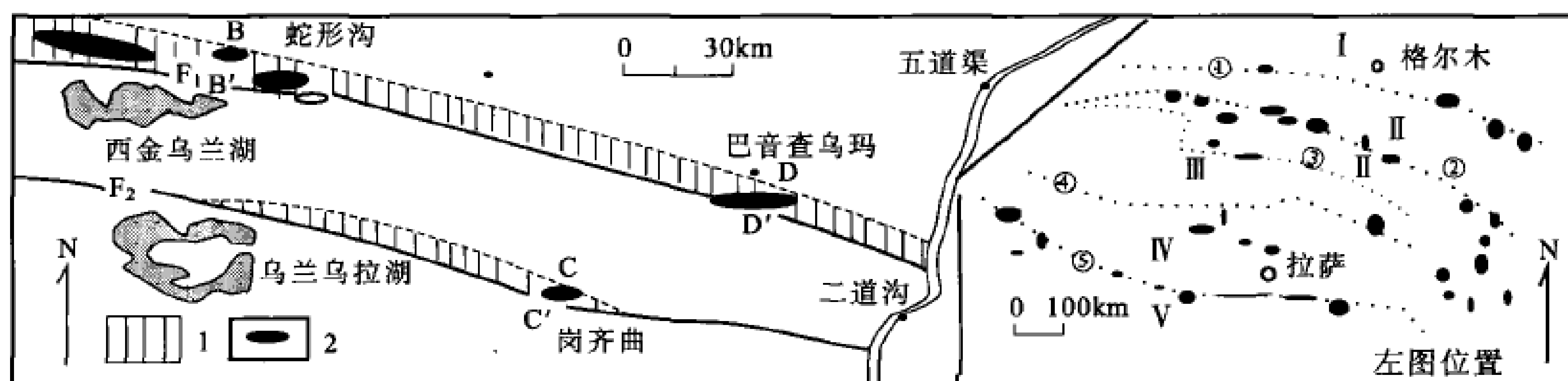


图 10-17 可可西里地区蛇绿混杂岩分布图

（边千韬等，1997）

1. 蛇绿混杂岩带；2. 蛇绿混杂岩产地；F_1. 西金乌兰-风火山逆冲带；F_2. 乌兰乌拉-夏仑曲逆冲带。蛇绿岩带：①木孜塔格-玛沁；②西金乌兰-金沙江；③双湖-澜沧江；④班公湖-怒江；⑤雅鲁藏布江；Ⅰ～Ⅳ说明见正文

相灰岩或开阔浅滩相灰岩不整合覆盖。在其硅质岩中曾采得 C_1、P_1 放射虫组合和 C_1 牙形刺组合，巴音查乌蛇绿岩中辉长岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 266±41.2Ma，属早二叠世，故依据上述资料初步认为其形成时代为早石炭世-早二叠世。蛇绿岩中辉长岩和玄武岩的岩石化学多属碱性系列，这是洋岛玄武的特征；其微量元素和 REE 配分曲线都与洋岛玄武岩类似；没有发现 MORB 组分，他们认为可能因其原岩为遭受部分熔融和变质作用的上地幔岩石。

2. 义敦段

义敦段位于金沙江带东侧，前人由西向东将其划分为白玉-中甸岛弧带、沙鲁里弧间盆地和甘孜-理塘蛇绿岩带。

（1）白玉-中甸岛弧带（图 10-18，Ⅰ）主体是一个古老地块，基底为泥砂质复理石及含少量基性火山岩的震旦-寒武系，自奥陶系至下二叠统以碳酸盐岩台地相沉积为主，晚二叠世开始，裂谷型玄武岩活动强烈，晚三叠世复理石层中夹碱性和碱性系列的中酸性火山岩。

（2）沙鲁里弧间盆地（图 10-18，Ⅱ）以三叠系火山-沉积组合为主，与下伏晚二叠世火山沉积为连续沉积，晚三叠世发育了巨厚的复理石与火山岩层，以发育双峰式火山岩组合（碱玄岩-高钾流纹岩组合）和黑色板岩系为特征。

（3）甘孜-理塘蛇绿岩带（图 10-18，Ⅲ）表现为宽 5～20km，长几百千米的构造混杂岩带，

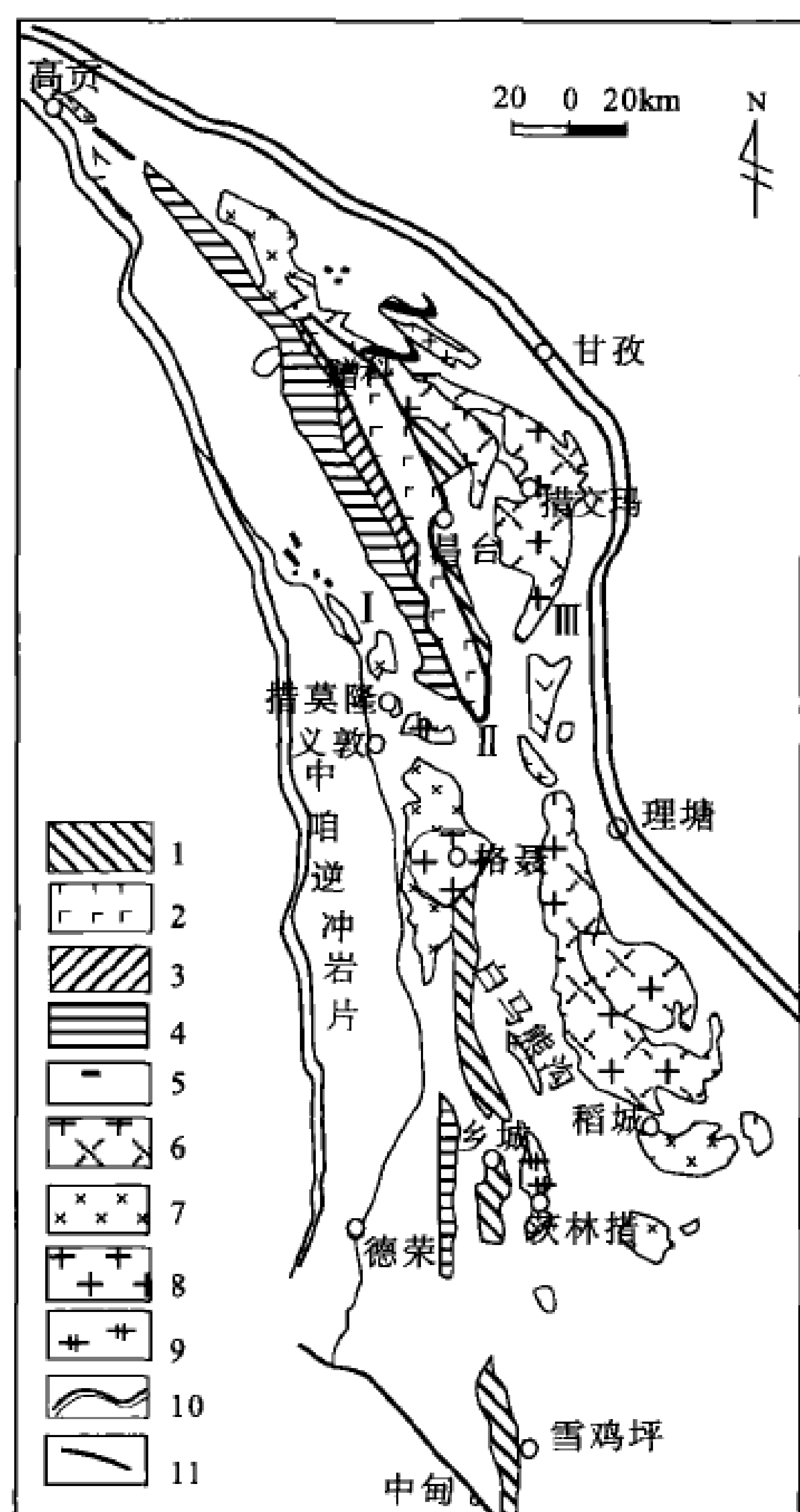


图 10-18 义敦岛弧带地质图

（侯增谦等，2001）

1. 外火山弧；2. 弧间裂谷；3. 内火山弧；4. 弧后盆地；5. 蛇绿混杂岩带；6. 弧花岗岩；7. 同碰撞花岗岩；8. 造山后 A 型花岗岩；9. 陆内造山花岗岩；10. 逆冲断裂带；11. 边界断层

蛇绿岩由变质橄榄岩、堆积岩、辉绿岩墙、块状和枕状玄武岩、硅质岩及深水浊积岩等组成，其中晚二叠世-晚三叠世玄武岩具 MORB 特征（莫宣学等，1993）；混杂岩由基性火山碎屑岩夹不同时代（O-P）的岩块构成，示重力滑塌特征。一般认为其形成于晚二叠世至早中三叠世，俯冲作用发生在晚三叠世中期，洋盆完全闭合在晚三叠世末（岛弧火山岩高峰期 213～228Ma，侯增谦等，1995），复理石层中曾发现早石炭世和早三叠世放射虫化石（潘桂棠等，1997）。

侯增谦等（2001）用义敦沟-弧-盆系花岗岩形成序列将构造带分为四个演化阶段。

（4）印支期俯冲造山作用阶段（210～238Ma），形成沟-弧-盆体系，发育甘孜-理塘海沟、弧前增生楔、外弧、弧间裂谷和弧后盆地；图 10-18 中弧花岗岩就形成于这一时期，空间位置紧邻甘孜-理塘蛇绿混杂岩带，形成措交玛-稻城大型花岗岩基带，与西侧的岛弧安山岩（图 10-18中的外火山弧、内火山弧）带并列共生，如中甸的石英闪长玢岩和花岗闪长斑岩与岛弧安山岩-玄武安山岩密切共生；岩体以二长花岗岩为主，具 I 型花岗岩地球化学特征，围岩为三叠系砂板岩系，两者既有侵入接触，也有渐变过渡；花岗岩体的边部常有流纹质火山岩系镶边。

（5）碰撞造山作用阶段（138～208Ma），地壳挤压、剪切形成复杂的变形构造，所形成的同碰撞花岗岩（义敦花岗岩）与早期的弧花岗岩带密切交生或相依分布；岩石组合为二云母花岗岩和钾长花岗岩，岩石化学以高 SiO_2，低 CaO、MgO，明显的负 Eu 异常和 Rb/Sr>0.5 为特征，从而区别于弧花岗岩，且具明显的壳源性。

（6）造山后伸展（73～138Ma）阶段，所形成的 A 型花岗岩在空间上位于岛弧阶段的弧后盆地部位，构成高贡-措莫隆花岗岩带的主体；岩石类型主要为钾长花岗岩、花岗闪长岩和二长花岗岩；岩石化学以富碱、富铝、低钙镁为特征，较高的高场强元素和较大微量元素比值变化（Rb/Ba、Rb/Sr）显示其具有 A_1 型花岗岩的特征。

高原隆起阶段（15～63Ma），形成逆冲推覆构造、大规模走滑活动、拉分盆地和措莫隆格聂花岗岩带（A_2 型花岗岩）；主要为钾长花岗岩和二长花岗岩；围岩既有三叠系砂板岩，也有燕山晚期花岗岩，与围岩呈明显侵入关系；地球化学性质虽类似于造山期后 A_1 型花岗岩①，但前者具有较多壳幔混熔的特点。

3. 金沙江中段

金沙江沟-弧-盆体系的演化历程还存在争议，陈炳蔚等（1991）就主张板块碰撞发生在早二叠世末，他们认为金沙江蛇绿岩带西侧早二叠世火山活动最为强烈，以基性火山岩、角斑岩、放射虫硅质岩为特征。早二叠世末褶皱隆起，晚二叠世的底砾岩及杂色岩系不整合其上。由于不整合面上、下两套岩系的变质程度、变形样式及相应的岩浆活动均不相同，表明板块碰撞主要发生在早二叠世末。下变质带（下古生界-下二叠统）变质程度达角闪岩相，以塑性变形为主，发育两次叠加的重褶皱，形成与“热穹隆”伴生的石英闪长岩-花岗闪长岩及相应的混合岩带；上变质岩系（上二叠统-三叠系）变质程度仅达低绿片岩相，变形以断裂为主，岩浆活动为正常花岗岩、花岗闪长岩与碱性花岗岩（陈炳蔚等，1991）。

新近研究则主张洋盆闭合与板块碰撞发生在晚三叠世晚期。但下述资料仍然反映，蛇绿岩的形成年龄不晚于早二叠世，其上被时代、成分复杂的混杂岩所覆盖，主要的岛弧火山岩也主

---

① Eby（1992）将 A 型花岗岩分作 A_1、A_2 两类，前者地球化学性质类似于洋岛玄武岩，岩浆源于地幔，形成于大陆裂谷、热点环境；后者地球化学性质类似大陆和岛弧玄武岩，岩浆由陆壳或岛弧派生，形成于造山后伸展环境。

要在早二叠世。因此，板块主碰撞期很可能仍然是早二叠世，三叠纪则属于后期板缘裂陷活动的叠加。

金沙江沟-弧-盆系（孙晓猛和简平，2004）被分为被动陆缘、俯冲消减杂岩和岛弧带等次一级构造单元。其中被动陆缘显示晚泥盆世至石炭纪断陷下沉，早二叠世扩张，晚二叠世由大陆斜坡向浅海演化；蛇绿岩中部分辉长岩、斜长岩的锆石 U-Pb 年龄（352～375Ma）可能记录了洋盆打开蛇绿岩的形成年龄，蛇绿岩中一系列 282～329Ma 年龄（U-Pb）应代表不同时期的洋壳；263～280Ma 的岛弧型中酸性岩体代表洋盆逐渐消减过程；早-中三叠世洋盆两侧的地块发生碰撞，在川西南巴塘-德荣县，到滇西德钦县境内形成规模巨大的蛇绿混杂岩体，其中含丰富石炭纪-二叠纪珊瑚、蜓类、有孔虫和放射虫化石，化石最高层位为晚二叠世，后者之上又被晚三叠世沉积不整合覆盖，在混杂体以西发育大型同碰撞型、碰撞后火山岩和大量晚三叠世岛弧型中酸性岩体，表明洋盆在晚三叠世晚期最终关闭。

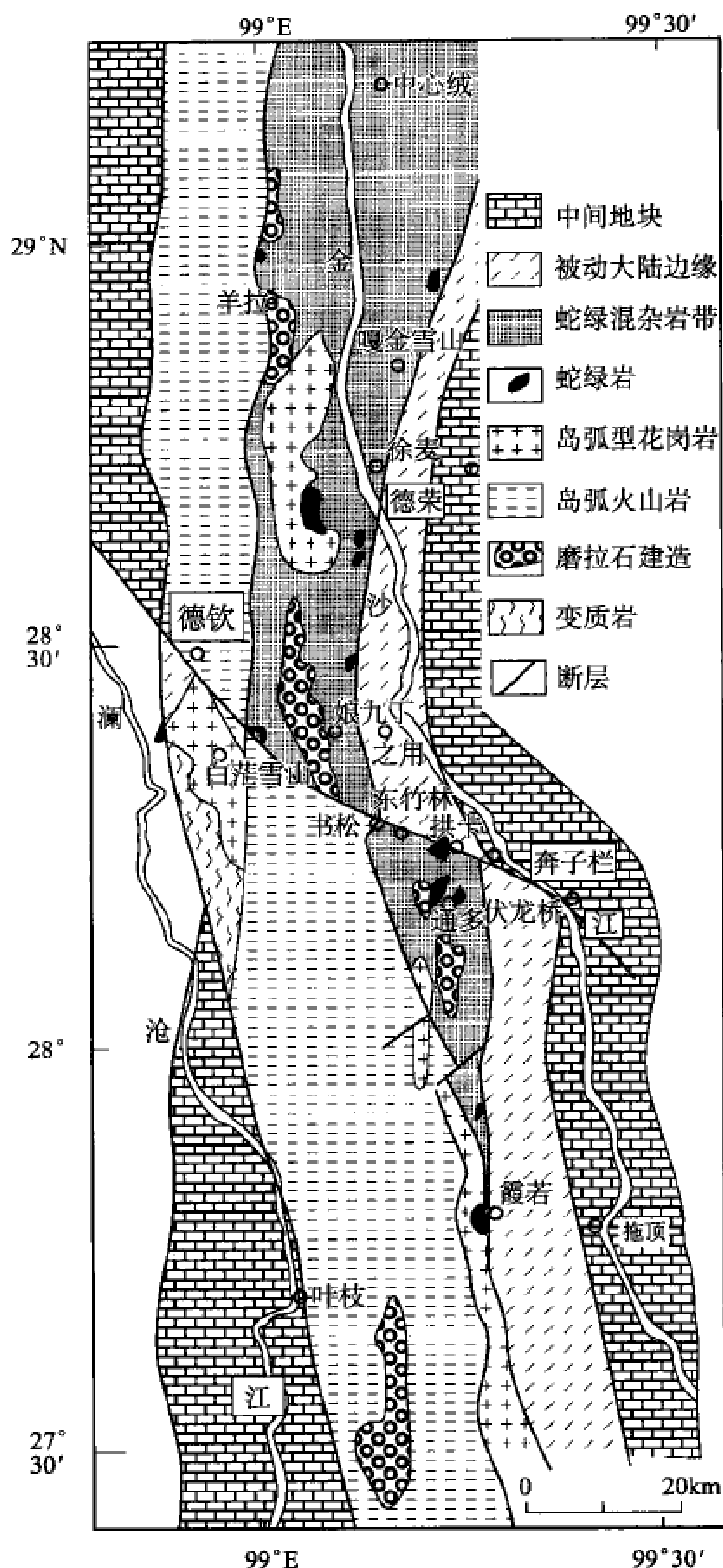


图 10-19　金沙江中段德荣-德钦-霞若段构造格架图
（孙晓猛和简平，2004，简化修订）

图 10-19 中被动陆缘体系主要分布在金沙江东岸的德钦县霞若-奔子栏至德荣县之用一带，表现为泥盆系-二叠系五套沉积环境不同的地层以构造岩片形式展布：①上泥盆统为黄色薄-中厚层陆源砂板岩和薄-中厚层灰岩，灰岩中含大量晚泥盆世牙形石化石组合；②下石炭统为厚层灰岩、硅质岩、玄武岩及玄武质火山角砾岩，灰岩和硅质岩中含丰富的牙形石与放射虫化石，后者呈现次深海组合面貌，Ce/Ce*（分别为 1.01 和 1.06）是微弱的 Ce 正异常，玄武岩则具有板内玄武岩特征；③上石炭统主要由碳酸盐岩滑塌巨砾角砾岩、角砾岩、浊积灰岩和基性火山角砾岩组成，其中同沉积滑塌构造、软沉积揉皱构造与冲刷构造等都比较发育；④下二叠统主要由玄武岩、玄武质火山角砾岩、凝灰岩及灰岩组成，曾采得早二叠世蜓、有孔虫化石；⑤最上面的一套地层岩性复杂多样，有浊积岩，含砾砂页岩、砾岩、碳酸盐岩滑塌岩、角砾岩、浊积灰岩、结晶灰岩、鲕状灰岩和玄武岩，岩层中同沉积滑塌构造、冲刷构造与鲍玛序列等都十分发育，含晚二叠世有孔虫化石。王立全等（1999）对德钦羊拉铜矿的二叠系嘎金雪山群研究后也认为这是不同时代、不同岩性构造岩片的叠置。上述五套地层反映了大陆拉张阶段（晚泥

盆世-石炭纪）→复杂陆缘盆地阶段（早二叠世）→洋陆转化阶段（大陆斜坡→浅海，晚二叠世）的演化过程。

4. 金沙江南段

金沙江蛇绿岩带南延即墨江蛇绿岩带，由东向西分为三条，即哀牢山带、藤条江带和李仙江带，前者为一含蛇绿岩的蓝闪石韧性剪切变质带，后两者与越南的黑水河（Song Da）以及泰国的难府（Nan）蛇绿岩带相连（图 10-23，24），它们均代表石炭纪-二叠纪张开洋盆，侵位发生在晚三叠世之前。证据是蛇绿岩层序中的下石炭统地层是深海沉积；外来岩块的时代是晚石炭世-早二叠世；辉长岩的单斜辉石年龄为（339.2±13.9）Ma（Ar-Ar）；玄武岩中闪长岩脉的锆石 U-Pb 下交点年龄为 225.8Ma；晚三叠世砾岩中有蛇绿岩砾石。

10.4.2 澜沧江板内俯冲带（图 10-8，Ⅳ$_2$）

澜沧江蛇绿岩带出露在滇西南昌宁-孟连一带，由基性火山岩、辉长岩、辉绿岩及基性玢岩等组成，泥盆-石炭系、下石炭统和下二叠统的灰岩岩块混杂其中。这套地层已遭受轴向南北的强烈褶皱作用。向东，澜沧群中有蓝闪石片岩带发育，指出澜沧江带由西向东由昌宁-孟连蛇绿混杂岩带、泥盆-石炭系浅变质地体、澜沧群蓝片岩带组成，是一套复杂的俯冲体系（曲景川等，1991）。洋盆可能形成于泥盆纪而封闭于二叠纪末-中三叠世，证据是孟连地区发现早泥盆世-中三叠世放射虫化石；蛇绿岩中的放射虫硅质岩为二叠纪，灰岩岩块中发现中石炭世至晚二叠世化石；蛇绿岩年龄为 385～251Ma；蛇绿岩被上三叠统砾岩不整合覆盖（钟大赉等，1998）。

上述意见主要建立在对孟连县岔河-曼信一带（图 10-20）岩石地层的研究分析，王义昭等从生物地层与岩相学分析出发，认为这里原来确定的远洋沉积（图 10-20，“4～5”拉巴群、“6”中寨组和“11”岔河组）都是一套台地边缘沉积，其硅质岩和砂质岩中不仅含放射虫化石，也含有较多的腹足类、腕足类、海百合茎等浅水动物化石。以南段组（图 10-20，10）剖面为例，崔春龙等（1999）在研究后认为，这是一套厚度巨大的砂岩、泥岩互层，砂岩粒度累计概率曲线显示从牵引流向重力流过渡，*C-M* 图显示重力流特征，成分成熟度高（石英大于 90%），结构成熟度中等（杂质为 0%～16%），砂、泥岩化学成分显示被动陆缘环境，并非是深海复理石建造。同时，构成蛇绿岩组分的玄武岩喷发不整合在中寨组砂页岩之上，在曼信地区该玄武岩又侵入到碎屑灰岩、燧石条带灰岩中，后者中含丰富的中二叠世蜓科化石，表明其成因可能与裂谷活动有关。

澜沧江带北延，在碧罗雪山与澜沧江间，刘登忠等（2000）确定一套喜山期构造混杂岩，原岩为中元古界崇山群和下二叠统吉龙组、中二叠统忙怀组、中侏罗统花开佐组及上三叠统钾长花岗岩体。混杂岩由杂块和基质组成，杂块大者数平方千米，小者不足 1km^2；基质为长英质糜棱岩、千糜岩和变晶超糜棱岩，杂块间的基质最宽可达 1.5km。初步确定其形成时代在 20～60Ma（K-Ar 稀释法，前者样品为糜棱岩化花岗岩中的黑云母，后者为糜棱岩全岩），因相邻兰坪盆地中仅始新统与下伏地层为明显角度整合，故认为混杂岩的初始形成时间主要在始新世，渐新世达到高峰，早期为斜向冲断，中新世转变为左旋走滑。

吴浩若等（2000）提出，在德钦 NW 方向的藏滇交界的碧土地方发育一条 NNW 走向的洋盆（碧土洋），它是昌宁-孟连洋的北延部分。德钦附近出露的二叠纪吉东龙组火山岩是碧土洋消减的产物，其上连续沉积的是钙质浊积岩，反映吉东龙组的形成环境为半深海-深海；禹

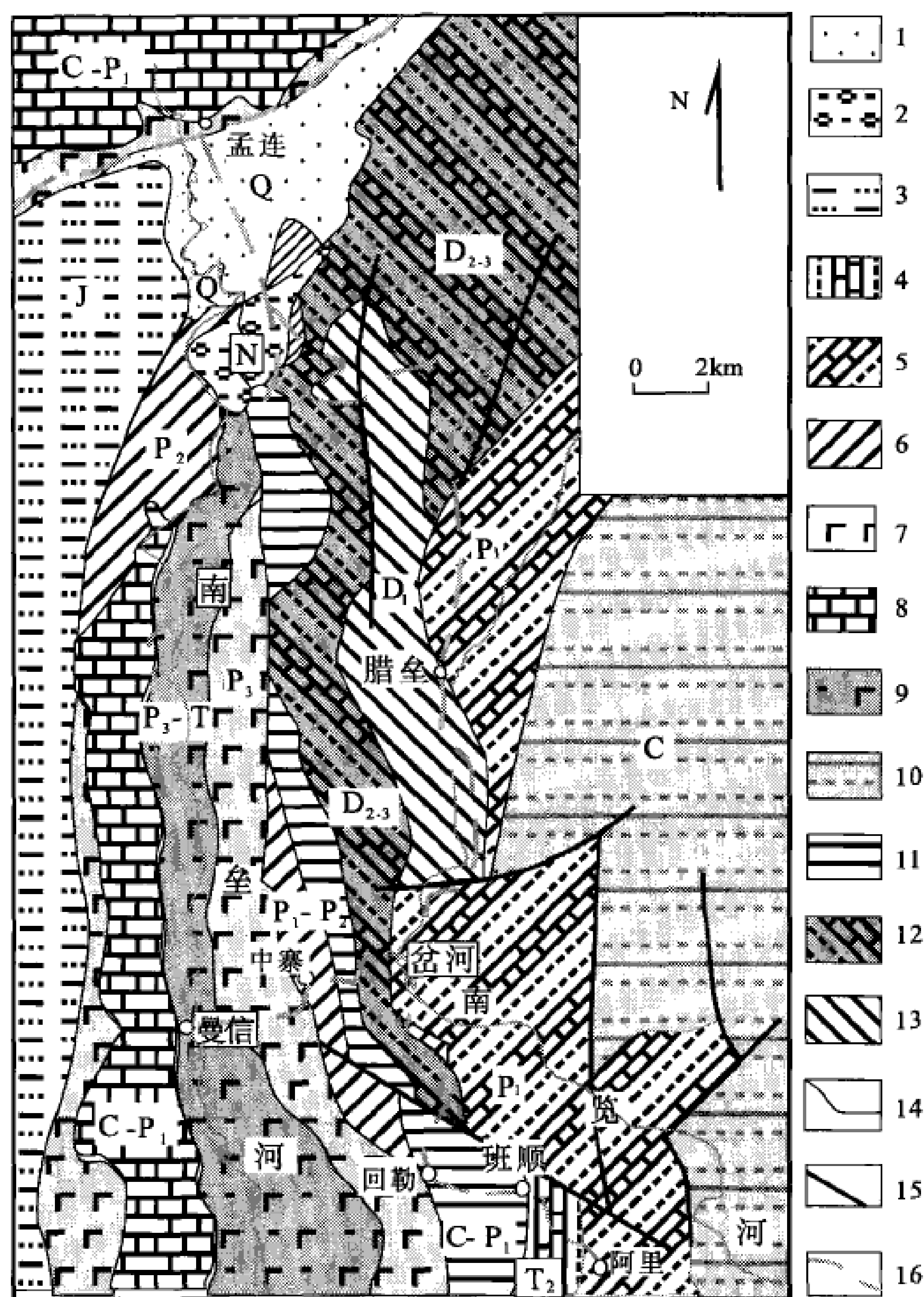


图 10-20　滇西昌宁-孟连带南段孟连-曼信地区地质图

（据王义昭，2005 资料修编）

1. 第四系；2. 新近系；3. 侏罗系花开佐组；4. 三叠系拉巴群上部；5. 二叠系拉巴群下部；6. 中二叠统中寨组；7. 上二叠统火居组玄武岩；8. 鱼塘寨组灰岩（C-P₁，?）；9. 上二叠统-三叠系平掌组（依柳组）玄武岩；10. 石炭系南段群；11. 上石炭-下二叠统岔河群；12. 中-上泥盆统回库组；13. 下泥盆统腊垒组；14. 地质界线；15. 断层；16. 公路

功组富含珊瑚、腕足等浅水底栖生物化石，是察雅-芒康地块上的沉积，在德钦-盐井公路上观察到禹功组仰冲到吉东龙组之上，由吉东龙火山岩带向西，依次分布着早二叠世晚期浅海-潮坪钙质砂岩-粉砂岩-生物碎屑灰岩、中二叠世陆缘硅质岩-杂砂岩沉积，有西太平洋活动大陆边缘的特征，反映了板块向东消减，由东向西依次出现沟→弧→盆这种古地理格局。同时认为碧土洋大规模消减发生在早二叠世，一直延续到中二叠世，之后为相对开阔的残留洋盆发育时期，于晚三叠世最终关闭。

10.4.3　昌都-兰坪-思茅地体（图 10-8，Ⅲ₁-Ⅲ₂）

昌都-兰坪-思茅地区在古生代至早中三叠世时期是裹挟在板块结合带中的刚性地块，受到一定程度的变形和改造；盖层沉积虽以台地相为主，但厚度大，且有火山活动。从晚三叠世

起，随着地块东西两侧造山带的隆起，自身沉降为一个地堑-地垒式裂谷盆地，直至古新世末才与青藏高原一起抬升。也有人认为，因其东、西两侧分别被金沙江、澜沧江蛇绿岩带环绕，应是一个中新生代前陆盆地。

1. 昌都地体

昌都地区中-上泥盆统、石炭系、二叠系普遍发育，主要为碳酸盐岩及碎屑岩，石炭系含煤，在东部江达、德钦一带夹基性、中性及酸性火山岩。中-下三叠统为碎屑岩、碳酸盐岩、基性-中酸性火山岩；上三叠统为砂岩、页岩、中酸性火山岩、碳酸盐岩，上部是海陆交互相含煤碎屑岩。青泥洞-海通一带缺失中-下三叠统，上三叠统超覆于下伏不同时代的地层之上；昌都一带上三叠统-白垩系为碎屑岩、碳酸盐岩（含膏盐层）、海陆交互相含煤岩系及一套巨厚的红色碎屑岩（图 10-21）。

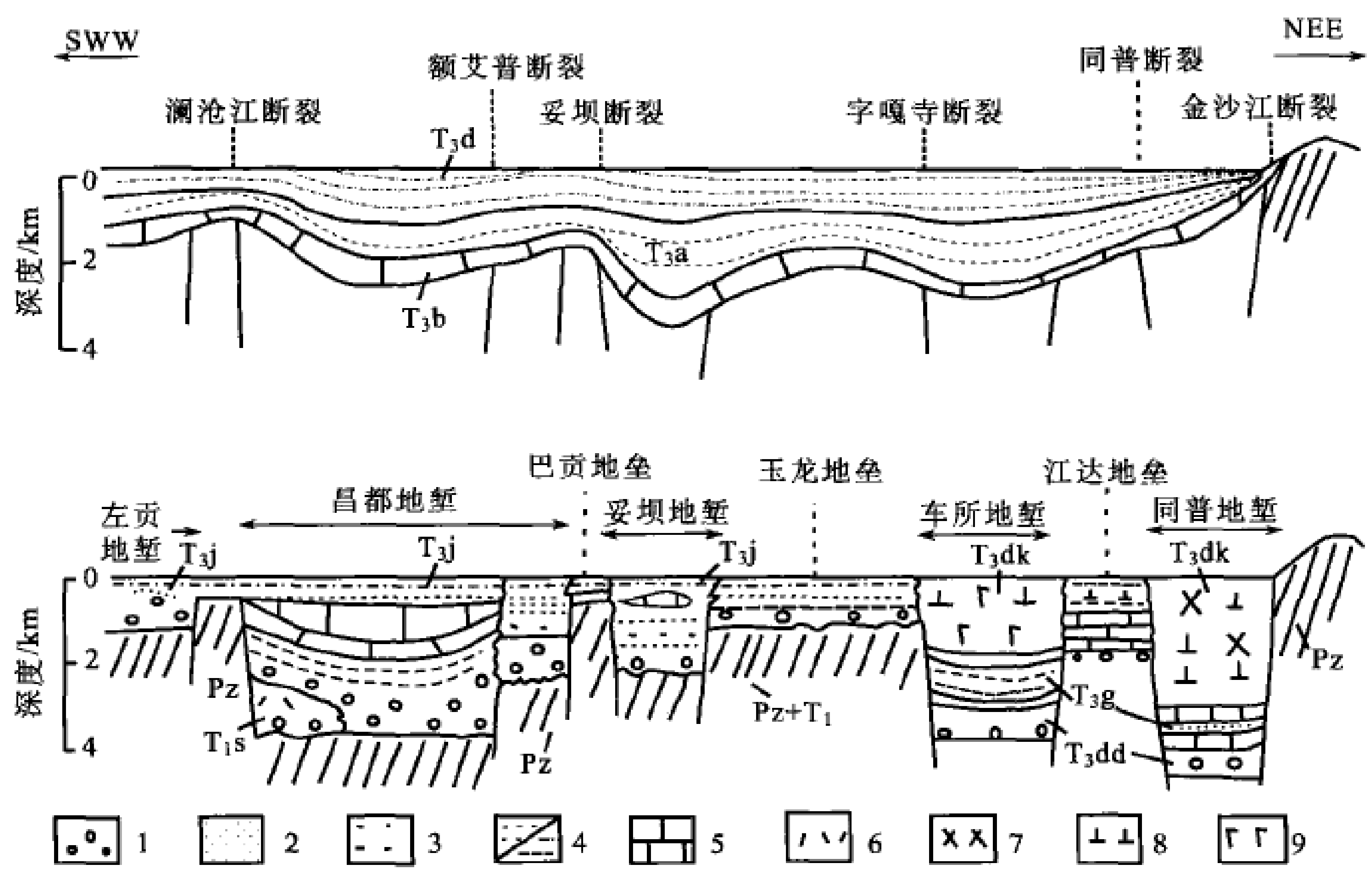


图 10-21　昌都盆地晚三叠世沉积构造剖面图

（1∶20 万区测资料；转引自钟康惠等，2006；有简化）

1. 砾岩；2. 砂岩；3. 砂页岩；4. 页岩/煤；5. 碳酸盐岩；6. 粗面岩；7. 酸性火山岩；8. 中性火山岩；9. 基性火山岩；T_3. 上三叠统：T_3d. 夺盖拉组，T_3a. 阿堵拉组，T_3b. 波里拉组，T_3j. 甲丕拉组，T_3dk. 洞卡组，T_3g. 公也弄组，T_3da. 东独组，T_3s. 小定西组；Pz-T_1. 古生界-下三叠统

上古生界-中三叠统为一系列向东或向西倒转的歪斜褶皱和冲断，变质程度可达绿片岩相；上三叠统为宽缓的等厚褶皱，变质轻微；下三叠统、中三叠统、上三叠统、下二叠统和上二叠统之间均为不整合接触，反映频繁的构造变动；整个中生界特别是上三叠统磨拉石沉积普遍发育；德钦一带发育晚三叠世玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合，西侧伴生有深水灰岩、硅质岩及枕状玄武岩；同熔和重熔型花岗闪长岩、石英闪长岩及闪长岩与火山岩伴生，故侯立玮等（1983）认为江达-德钦一线为海西-印支期沟弧盆体系。

2. 兰坪-思矛地体

兰坪-思茅盆地被巨厚的中新生界覆盖，盆地基底岩石主要为台地相或台地边缘相沉积。景洪一带的澜沧江沿岸下泥盆统上部-中泥盆统中下部为陆相火山质粗粒岩屑砂岩夹凝灰质粉砂岩，上部为海陆交互相不等粒长石砂岩与泥岩夹灰质粉砂岩互层；上泥盆统南光组为陆相及海陆交互相的凝灰质碎屑岩、岩屑砂岩及板岩。云南普洱地区下石炭统为碎屑岩与灰岩互层，上石炭统-下二叠统为碳酸盐岩，均富含蜓科化石，上二叠统为海陆交互相煤系地层，厚度明显增大（达 1140m）。三叠纪时期为数千米厚的火山-沉积建造，晚三叠世晚期从海陆交互相含煤沉积过渡为红色陆相地层；侏罗系除有短暂海侵外，均为从下部沼泽相到上部的红色岩系，厚达 4000 余米；红色盆地沉积从白垩纪直至古新世。

3. 中-新生代裂谷盆地

钟康惠等（2006）主张，昌都-思茅盆地是一个晚三叠世至新生代的陆内裂谷盆地，总体上具有两堑夹一垒的地貌特征，东侧称江达-云岭-绿春地堑；西侧称澜沧江地堑。图 10-22 中早期（T_3）为火山-地堑阶段，中-后期（J-K）为箕状坳陷盆地发育阶段。

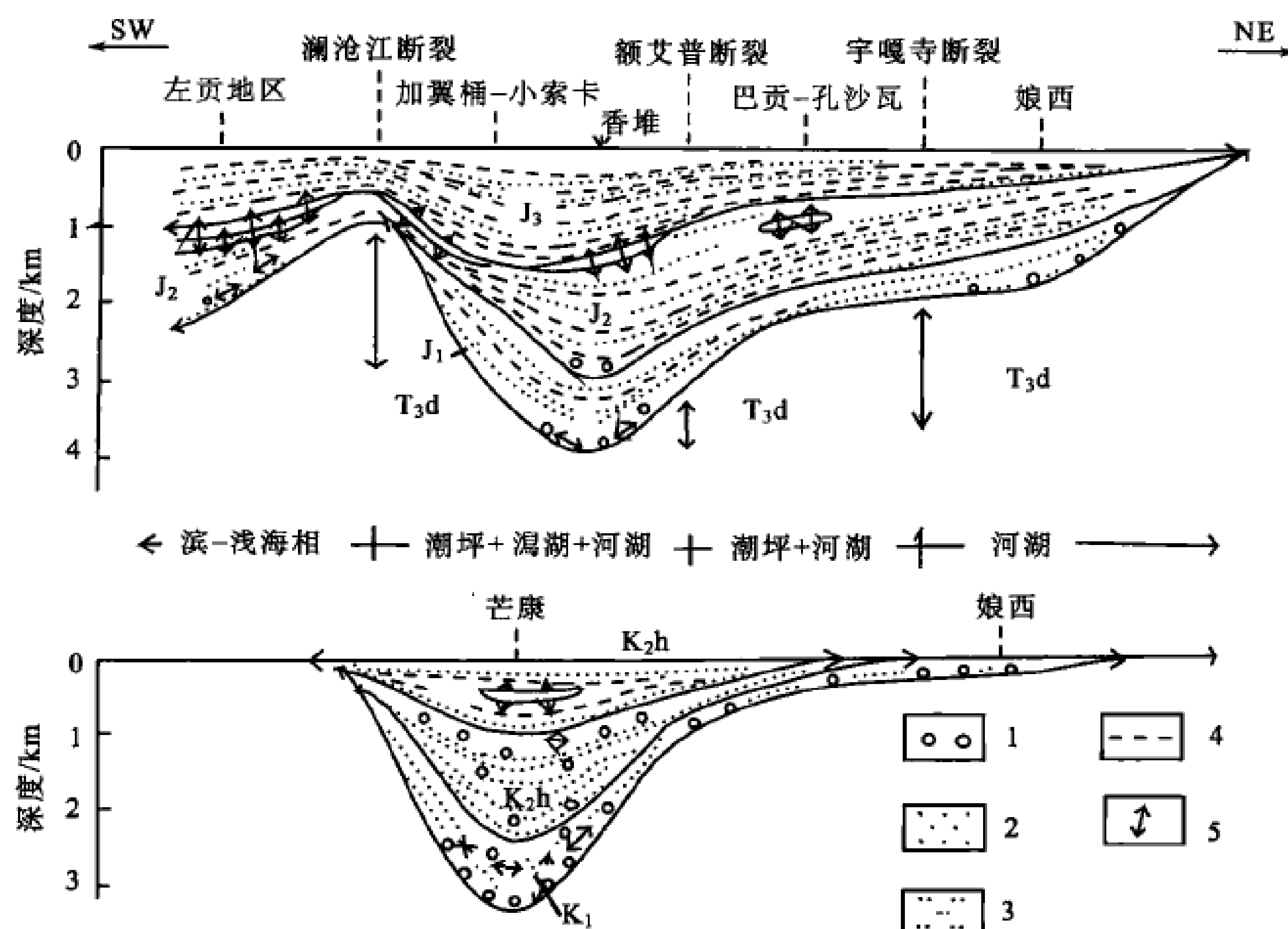


图 10-22 昌都地区侏罗-白垩系沉积组合与厚度变化

（据 1：20 万区测资料；转引自钟康惠等，2006；有简化）

1. 砾岩；2. 砂岩；3. 粉砂岩；4. 泥岩；5. 灰岩

（1）澜沧江地堑 南段：上三叠统 T_3s（小定西组）以火山岩为主，平行不整合于中三叠统之上，上部为火山岩夹粉砂岩、泥页岩（厚 1100～2000m，滨海相-海陆交互相），其中火山岩以中基性为主，向上夹少量英安岩；上三叠统上部为富钾的钾质粗面玄武岩与富钾流纹质火山岩构成双峰式组合，夹陆相、湖相细碎屑岩。北段（昌都段），东侧甲丕拉组（T_3j）厚

1000m，中-下部红色砂泥岩夹 200m 橄榄玄武质角砾熔岩、橄榄玄武岩、碱玄岩、英安质晶屑凝灰岩和流纹岩；西侧为 2000m 厚的火山-沉积组合，火山岩具下部英安质、中部流纹质、上部英安岩的旋回特征。

(2) 江达-云岭-绿春地堑：在中三叠统之上不整合堆积了 5000～10 000m 的火山沉积建造，自下而上，为火山-磨拉石→泥质岩-碳酸盐岩→含煤碎屑岩夹火山岩。南段绿春-墨江一带，为以英安岩、流纹岩发育为特征的火山-沉积组合，在墨江有长达 30km 的枕状玄武岩夹酸性火山岩带；中段云岭地区，有厚达 10000m 的火山-沉积组合，该带北部为陆相中酸性火山岩，向南变为海相中基性火山岩；北段的车所、维西地区，局部出现洋脊拉斑玄武岩夹灰岩、白云岩、泥灰岩、含放射虫硅质板岩、杂砂岩，已具陆间裂谷性质。下侏罗统为一套湖相及滨海相红色碎屑岩海退序列沉积。中侏罗世全区发育成大型拗陷盆地，南段滇西地区，中侏罗统下部为红色细碎屑岩组合，向上变为海陆交互相碎屑岩、碳酸盐岩及膏盐组合；上统为红色细碎屑岩组合，两组总厚 5000～7000m。北段昌都地区，中、上侏罗统为河湖相细碎屑岩，厚 3150m。侏罗纪末三江地区全面抬升，盆地萎缩，白垩纪盆地收缩到澜沧江断裂以东一带，主体为河湖相红色碎屑岩及膏盐沉积，仅江城、勐腊局部有间歇性海水侵漫，厚 5000m。

10.5 印支地区

10.5.1 概述

印支地区是欧亚大陆东南的一个半岛，北缘为海拔 2000～3000m 的山地高原，中南部海拔 700～1000m，多高山陡壑，大部被原始森林覆盖。目前研究程度还很低，20 世纪 70 年代末曾大规模地进行过以矿产评价为目的的路线地质调查，海域部分进行过多条测线控制的地球物理测量，1991 年以 Phan Cu Tien 等为首所编制的越南-老挝-柬埔寨 1∶100 万地质图是目前最详尽的一份地质图件。

现有资料表明，印支地区主要由下列基本构造单元组成（图 10-23）；西侧为西缅甸弧沟系，向东依次为西缅地体、掸泰地体和印支地体。几个地体间在印支运动中碰撞拼合，残留的俯冲杂岩带支离破碎。主要为清迈-沙拉武里-文冬-劳物，其次有马江-沱江；奠边府-难府-程逸；山界等（图 10-23 至图 10-27）。

Metcalfe（2002，图 10-23）把二叠纪的印支板块划分为：掸泰（Sibumasu）、印支（Indochina）、西缅（West Burma）、思茅（Simao）及 S. W. Borneo（或 Semitau）等地体，图中的思茅地体被看作我国兰坪-思茅地体向南的延伸，认为是早石炭世从华南古陆上因弧后分裂而形成的一个小地体，奠边府-程逸-难府蛇绿岩带是它的东南边界。印支地体与掸泰地体间的结合带为清迈-沙武里-文冬-劳物缝合带；印支地体与我国扬子板块的结合带为马江-沱江蛇绿岩带；掸泰地体的西界为山界（Shan Boundary）缝合带，后者南延即安达曼海转换断层带，向东转换为苏门答腊岛的 Woyla 缝合带。西缅地体是一个岛弧地体，被巨厚的沉积岩层和火山岩层覆盖，山界结合带中的蛇绿岩时代为早白垩世，是早白垩世晚期掸泰地体向 SW 方向消减的产物，它向 SE 方向与苏门答腊岛的 Woyla 及 Borneo 的蛇绿岩为同一时代。由此向 NE 方向，因纳土纳群岛由侏罗纪至早白垩世的混杂岩构成，说明中印、巽他两个微板块中生代曾碰撞拼合，直至新近纪才分裂开来，因此泰国-马来盆地及文莱盆地中主要是数千米厚的新近纪-第四纪的三角洲、潟湖相沉积。Metcalfe（2002）认为，上述地体都是不时代从南大陆或

北大陆上裂离的块体。

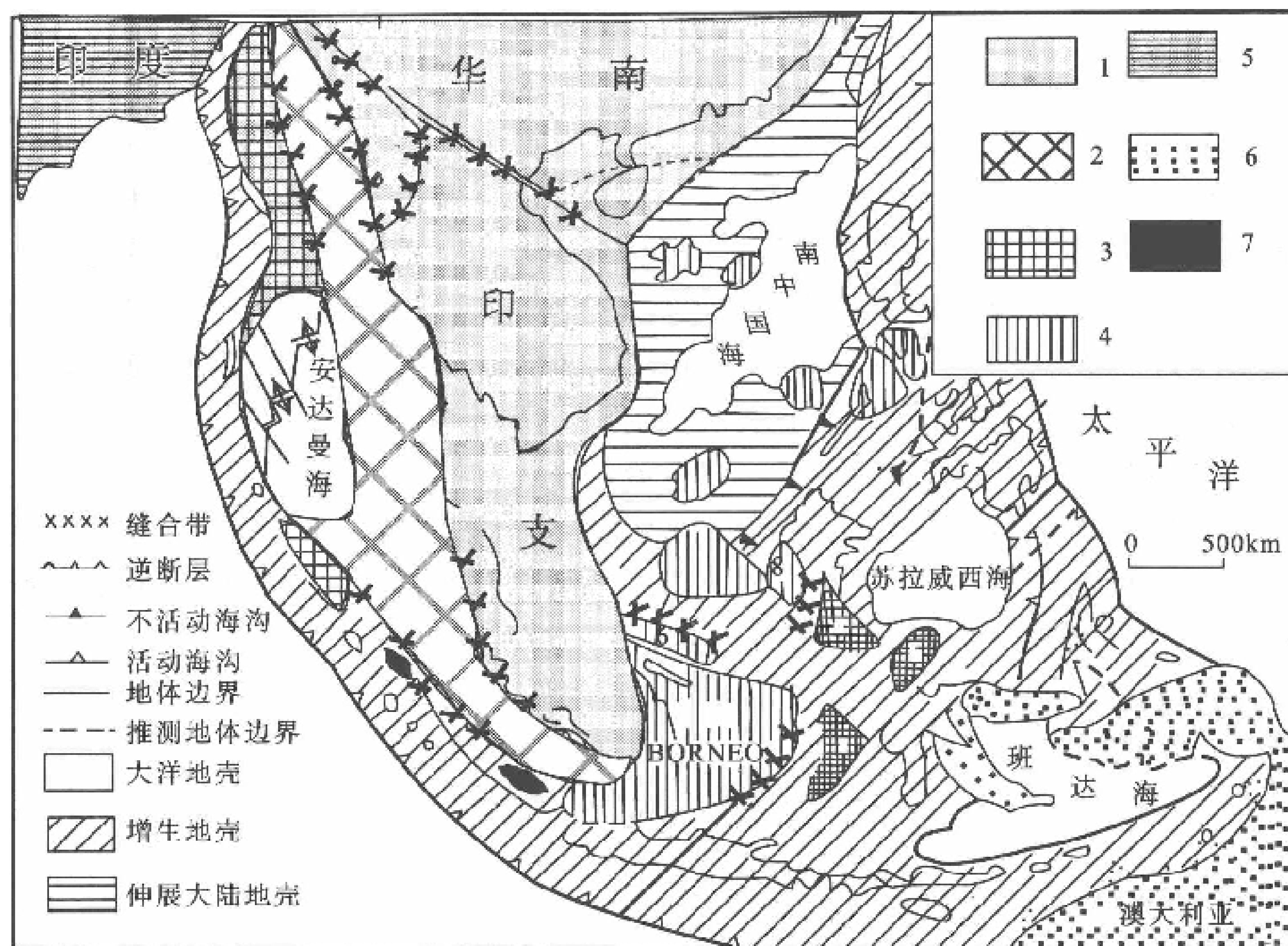


图 10-23　东南亚地区大陆地块、碎块、地体及主要板块结合带分布图

(Metcalfe, 2002)

1. 泥盆纪从冈瓦纳古陆上裂离的块体；2. 早二叠世晚期从冈瓦纳古陆上裂离的地体；3. 晚三叠-晚侏罗世从冈瓦纳古陆上裂离的地体；4. 白垩-古近纪-新近纪从华南或印支板块上裂离的块体；5. 白垩纪从冈瓦纳古陆上裂离的印度大陆；6. 白垩纪废弃三岔裂谷（新内亚湾式）；7. 中生代岛弧地体

印支板块类似于我国华南板块，所不同的是这些地体都受到强烈改造，早古生代直到泥盆系沉积常浅变质，多与前寒武系变质杂岩一起发生褶皱变形，盖层沉积主要表现为二叠系灰岩的广泛沉积，部分地区为石炭系。这些地体边缘及其间的缝合带则表现为从古生代到早中三叠世的长期活动，北缘蛇绿岩（马江蛇绿岩）多认为属早中三叠世，泰马一带的蛇绿岩早年多认为在石炭纪侵位，近年来 Wakita、Metcalfe 等（2005）主张为中三叠世，表现为这些带中的活动复理石沉积在中三叠世末才结束。中央部分的盆地沉降开始于晚三叠世（泰柬境内），边缘部分开始于古近纪-新近纪（缅甸境内和东南海域），古近纪-新近纪广泛的玄武岩裂谷活动结束于上新世后期。

值得注意的是：区内蛇绿岩除总的表现为东带（难府-程逸、沙拉武里）洋盆石炭纪打开；西带（清迈、文冬-劳物）洋盆泥盆纪打开，二者都闭合于中三叠世外，同时区内还散布着不少古生代板块碰撞的遗迹，如清莱地区 O-D、C-P_1 蛇绿岩；彭士洛地区 S-D 蛇绿岩；夜速与南邦地区石炭纪基性火山岩等，这些现象反映该区应是不同来源外来地体的拼贴，这些蛇绿岩带可能都是一些破裂俯冲带的代表，不能构成区域板块构造界线，与蒙古国与中国东北的情况类似。

10.5.2 印支地体（Indochina 或 Annamia）

1. 地层发育概况

由片麻岩和片岩组成的基底杂岩出露在昆嵩（Kon tum）、鸿岭-马河（Rao Co-SongMa）、清盛（Chieng Saen）、春武里（Cholouri）、拜林（Pallin）及边和-同奈（Bien Hoa-Dong Nai）等地（图 10-24）。以副片麻岩为主，下部主要为云母片岩、石墨片岩、云母石英岩、大理岩和花岗片麻岩；上部为云母和绢云母长石千枚岩、石英岩、绢云母片岩、云母片岩、结晶灰岩和石墨钙质片岩；北部发育辉石岩、基性片麻岩，南部多夹有流纹岩、流纹-英安岩等。这些地层多认为属太古宙至元古宙地层，部分可能为下古生界。近年来，Roger 等（2007）在昆嵩（Kon tum）地块中获得两组 Ar-Ar 和 U-Pb 年龄，分别为 245～250Ma 和 465～470Ma，样品采自地块中的麻粒岩和紫苏花岗岩，测试矿物为黑云母、独居石、锆石，他们认为年轻一组年龄反映的是二叠纪至三叠纪间的造山作用，老的一组是基底岩石深熔作用的最小年龄（奥陶纪），可见地块中包裹着一些古生代地层。

除昆嵩地块以外，其他地区有一定依据的下古生界主要是一些变沉积岩，以变砂砾岩、页岩、板岩、千枚岩、结晶片岩和安山岩、硅质岩为主，出露在老挝北部、越南南部、柬埔寨东北和南部及泰国湾一带。在越南和柬埔寨南部统称为大叻统（Dalai Series），它不整合于泥盆-石炭系之下；在老挝的班班（Ban Ban）附近产奥陶纪三叶虫和志留纪三叶虫、瓣鳃类；在柬埔寨东北上丁（Stung Treng）以北的砂页岩中产寒武纪三叶虫。

上古生界明显由两个构造层构成，下部为泥盆系-下石炭统（狄南统），上部为中上石炭统-二叠系，二者为平行不整合接触。泥盆系-下石炭统几乎整个地区均有分布，广泛不整合于不同时代的基底之上［如长山（O_2-D）、大叻（D-C_1）、黎府（D-P_1）、东马来（S-D）、古晋（C_3-P_1）等地］；海侵大概开始于中泥盆世，当时仅昆嵩、马河等几个大的地块未被海水掩覆；海退发生在晚泥盆世晚期；早石炭世的海侵主要在越南中部到老挝东部（顺化-甘蒙）。以昆嵩地块为界，这套地层在地块的北缘（甘蒙-顺化）最发育，直接不整合在前寒武系基底之上，是一些浅海相到半咸水相沉积，主要是砂页岩、泥灰岩、透镜状石灰岩和红层；向北在越南清化-荣市之间的地带为深海复理石沉积，由放射虫黑色硅质页岩、泥灰岩和结晶灰岩组成；清化以北至中越边界泥盆系为富含化石的滨浅海沉积。昆嵩地块以南，柬埔寨南部和越南南部的金瓯地区以碎屑岩复理石沉积为主，主要特征是发育致密硅质页岩、泥灰岩和碧玉层，化石稀少，无可靠的时代依据。

中-上石炭统-二叠系。复理石海槽展布在老挝西北和东北、柬埔寨南部，其他地方均以浅海相灰岩沉积为主，隆起上局部发育上二叠统陆相沉积盆地（图 10-24）。老挝西部的巴莱地区发育黑色页岩，东部的沙湾拉吉-阿速坡地区晚石炭世陆相地层中夹无烟煤层，柬埔寨西部的马德望地区夹铝土矿。

中生界。由三个沉积层组成，中-下三叠统为海相，中-上侏罗统到白垩系为陆相，上三叠统到下侏罗统是海、陆交替的过渡相沉积。海相三叠系见于泰国北部、东部、老挝大部、柬埔寨东部和越南南部；海相侏罗系见于柬埔寨东部和越南南部，少数海相夹层贯穿在里阿斯阶的陆相砂岩中。陆相中生界在泰国称呵叻群，柬埔寨、老挝和越南称中印支层和上印支层。呵叻群由下而上，第一岩组为砂砾岩组，含褐煤，厚 2400m，时代为晚三叠世-早侏罗世；第二岩组为块状交错层砂岩、页岩，下部发育粉砂岩，上部发育砾岩，多夹煤层，厚 400～1000m，

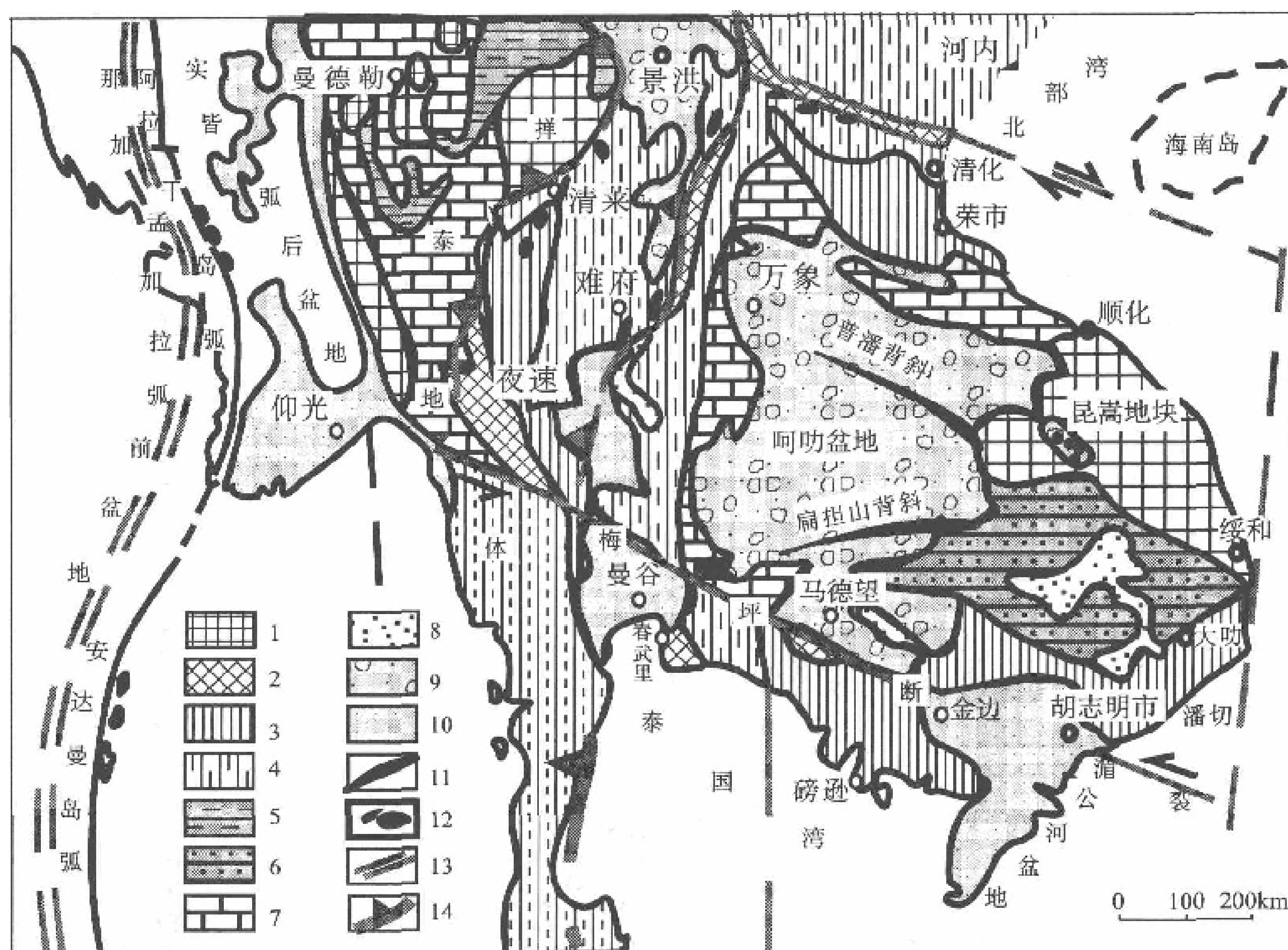


图 10-24 印支地区构造简图

（Thanasuthipitak et al.，1978；Cary et al.，1979；Barr et al.，1991；Phan Cu Tien et al.，1991；李廷栋等，1999；Metcalfe，2002；Koszowska，2007，综合编绘）

1. 前寒武纪隆起（缅甸境内为前寒武纪-早古生代隆起；柬越境内包含部分早古生代地层）；2. 基底变质杂岩（主要为前寒武纪，均包含部分下古生界）；3. 早古生代活动陆缘沉积（多上覆有晚古生代地层）；4. 晚古生代-早中三叠世活动陆缘沉积；5. 早古生代碎屑岩盖层；6. 晚古生代碎屑岩盖层（包含部分下古生界）；7. 晚古生代碳酸盐岩盖层；8. 侏罗纪盆地；9. 中新生代盆地（以中生界为主）；10. 新生代盆地；11. 新生代褶皱山系；12. 蛇绿岩；13. 板块缝合线；14. 板内俯冲带

时代可能为侏罗纪-早白垩世；第三岩组为中晚白垩世砂岩、粉砂岩和页岩，夹砂质灰岩，厚400～700m；第四岩组为厚度不稳定的膏盐层（大于610m），由砂岩、页岩、岩盐、石膏组成，时代可能为晚白垩世-古新世。中印支层主要为砂砾岩红层，下部夹海相层，中上部夹煤层，相当于呵叻群的下部三个岩组；上印支层为盐层，中、上印支层都主要发育在老挝的沙湾拉吉盆地中。

新生界为河湖和滨海沉积，仅分布在老挝和泰国北部、越南中部，大部分为上新统，第四系分布普遍。新近纪至第四纪的玄武岩喷溢主要在老挝和越南南部与柬埔寨东部，以扁担山东西一线的玄武岩喷发最为强烈，上部岩层为正极性，下部为反极性，时代为69万～95万年。

2. 区域构造与构造演化

前寒武系和下古生界的岩相古地理特征表明，印支地体主体的呵叻-昆嵩台块是一个前寒武纪隆起，下古生界仅发育在边缘地带，上覆石炭-二叠系滨浅海砂页岩、灰岩盖层（图10-

24)，隆起较高的部分则发育晚古生代上叠陆相盆地沉积。板块北部边缘为马江板块缝合带，是一条长期发育的构造活动带。以越中长山地区（Truong Son）为例，是一条中奥陶统-泥盆系砂泥岩浅变质带，褶皱紧闭，向西南方向逆掩于陆缘带（老挝甘蒙地区）之上，推覆距离达60km，并有大型花岗岩基侵入，上部被产状水平的中石炭世-二叠纪灰岩不整合覆盖。晚古生代的活动海槽位于长山以北的清化至荣市间，发育深海复理石建造。在老挝北部的广大地区分布有包括下-中三叠统在内的下“印支层”活动型建造，它由巨厚的砂岩、页岩和粗砂岩、钙质页岩、砂质灰岩等组成，常见火山岩夹层，后者主要是安山岩、流纹岩、英安岩及安山凝灰岩和角砾岩。

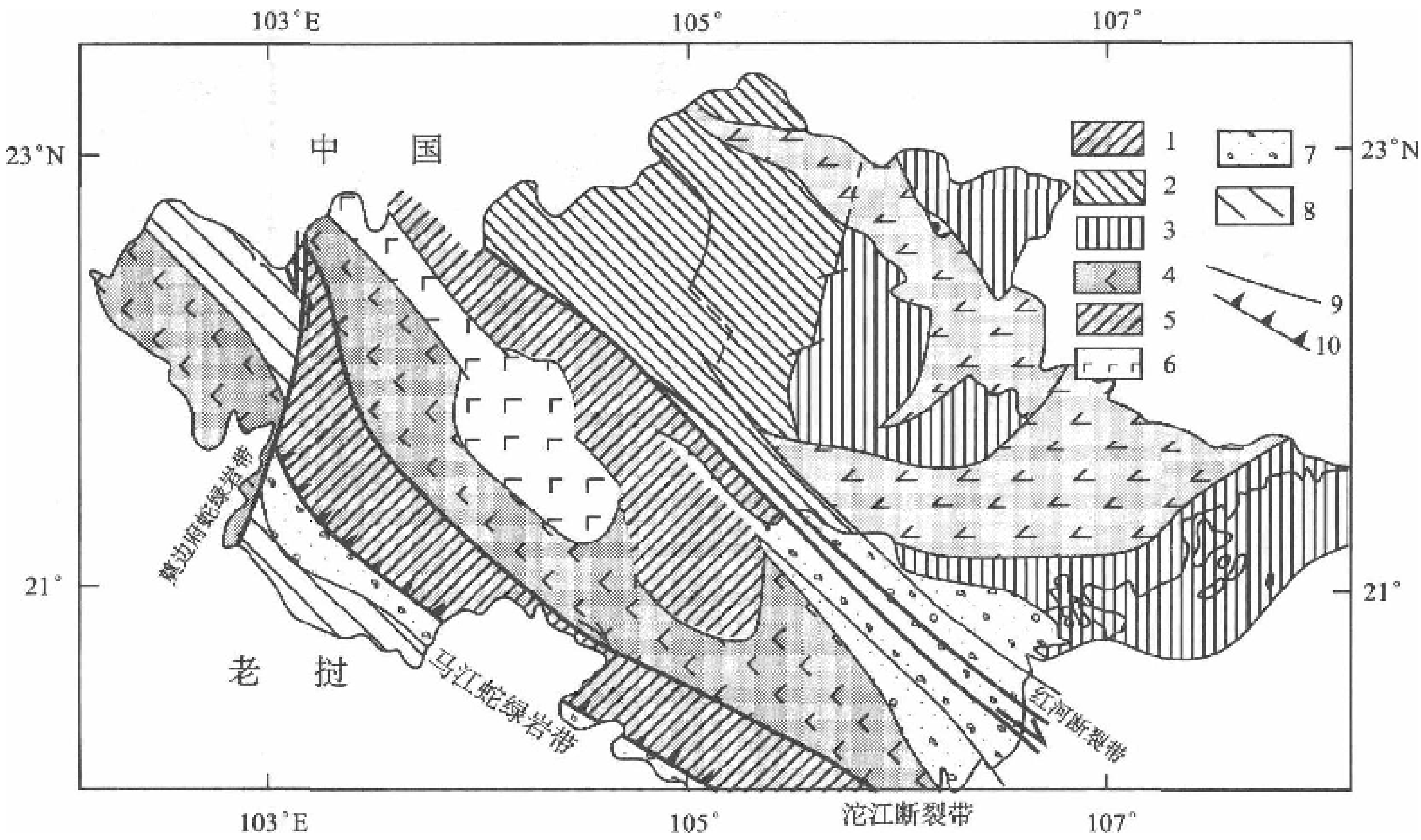


图 10-25 越南构造纲要图

(Koszowska，2007)

1. Tay Bac 褶皱系（S-D 系复理石片岩，有花岗岩、蛇绿岩侵位）；2. Viet Bac 褶皱系（滇东南印支褶皱带的一部分，基底为 Pz_{1-2}）；3. Dong Bac 褶皱系（桂西南褶皱带，基底为 Pz_2-T_{1-2}）；4. 晚古生代-中生代裂谷；5. 中生代上叠裂谷（中国境内主要是 J-K_1）；6. 火山构造裂槽；7. 新近纪-第四纪地层；8. 长山（Truong Son）印支褶皱系；9. 断层；10. 马江缝合带

图 10-25 是越南北部构造图，图中奠边府（Dien Bien Phu）断裂走向 NNE-SSW 到近 S-N，是印支地区一条重要的地震活动带，在越南西北延伸 160km，宽 6～10km，切过晚元古代、古生代到中生代的沉积与变质地层及古生代到三叠纪的花岗岩。这是一条左旋断裂，与红河（Red River 或 Song Hong）右旋断裂组成一组共轭断裂。奠边府断裂是难府-程逸（Nan Uttaradit-或 Uttaradit-Luang，图 10-24）缝合带的北向延伸，向北与我国境内的墨江或李仙江蛇绿岩带相连。该带的东南方向，S-D 复理石片岩和酸性火山凝灰岩被花岗质岩石侵入。

红河断裂是中国华南地块与印支地块的分界断裂，有证据说明它曾经历过 27Ma、16Ma 两次左旋韧性剪切活动，紧跟着为 20～25Ma 的隆升、剥露（exhumation）和上新世至第四纪以来右旋脆性剪切。红河断裂向南与沱江断裂、马江（Song Man）蛇绿岩带共同组成一条板块缝合带。在印支运动（早三叠世）期间，北部湾（Bac Bo）褶皱系扩展在马江带与 Chay 断

裂之间；在马江带以北，变形的新元古代和早古生代变质带呈开阔的背形，称马江复背斜；再往北，镁铁质、超镁铁质岩夹在二叠纪-早三叠世陆源碳酸盐岩沉积中，形成强烈褶皱的沱江（Song Da）褶皱带，其上被白垩系红层不整合覆盖。后者或被解释为大陆裂谷，或被解释为晚三叠世闭合的洋壳蛇绿岩残片，因为其中充填的是晚二叠世苦橄玄武岩和早三叠世科马提质玄武岩组合。马江带形成于晚三叠世（前诺利阶），白垩纪之后受到压缩，并伴随着向 NE 方向的逆掩及沿 NW-SE 方向的右旋剪切。

南部板块边缘位于柬埔寨和越南南部，过去所称的大叻海西褶皱带位于胡志明市（西贡）以北的绥和-大叻与潘切-边和之间，主构造层为泥盆系-下石炭统浅变质砂泥硅质建造，不整合于前寒武系或下古生界基底之上，又被中上石炭统砂泥岩建造不整合覆盖，发育二叠纪英安岩和早三叠世流纹岩和新近纪至第四纪玄武岩盖，多处有海西期二长花岗岩、花岗闪长岩侵入。柬埔寨南部的情况与上述地区类似，共同特征是古生界活动型建造中包裹着一系列古老地块，如前者中的春武里、拜林地块，后者中的边和地块等。值得指出的是，南部板块边缘后期被切过洞里萨湖盆地的左行梅平断裂所破坏，断裂以南的构造线被改造为南北向，蛇绿岩（?）也主要沿断裂出露，故有人主张梅坪断裂也是一条板块缝合线。

古生代是印支地体边缘增生时期，至早海西运动（大概在中石炭世）之后远离板块边缘的内部克拉通地块已处于较为稳定的环境，故石炭-二叠系是呵叻盆地下部主要产气层；印支运动（中三叠世末）之后，地体与周边地区碰撞拼合，因造山带的隆起，在其前缘的克拉通地块上广泛发育中生代沉积盆地；新生代时期印支地区一致向东南方向伸展减薄，故由西北向东南逐级下降。例如，呵叻盆地的古近-新近系仅厚 1000m，而洞里萨盆地的古近-新近系沉积可达数千米，至东南侧近海部分的泰国湾盆地和湄公河盆地在渐新世才开始盆地的沉降；且由北向南，新生界沉积从陆相（呵叻）-海陆交互相（洞里萨）-海相（湄公河）。这就决定了烃源岩层位由北向南变新，呵叻盆地、洞里萨盆地的气源岩为上石炭统-中三叠统，油源岩层为上三叠统-侏罗系；湄公河盆地、泰国湾盆地的油源岩为上渐新统-下中新统的湖相、潟湖相泥岩。以湄公河盆地为例（表 10-1），盆地的基底为中生界花岗岩、花岗闪长岩、玢岩及其风化壳，时代约为中侏罗世-早白垩世（花岗岩 K-Ar 年龄为 97～178Ma）；始新世至早渐新世为冲洪积扇到湖相沉积；从晚渐新世开始，从潟湖相到开阔海沉积。

表 10-1　湄公河盆地地层系统（河南油田，2000）

时　代	岩性地层	厚度/m	岩　性　组　合	生储盖组合	环　境
第四纪		600～700	两套灰色含海相动物化石的泥岩与含褐煤粗碎屑岩		三角洲 开阔海
早上新世	边同层				
晚中新世	昆仑岛层				
中-晚中新世	威古层	300～400	主要为含少量动物化石的少量泥岩、上部过渡为砂岩与粉岩互层		半局限海
中中新世	前江层	1400	上部：含大量褐煤层； 中上部：主要为褐色砂岩及钙质泥岩； 下部：灰色泥岩、粉砂岩，富含海相化石	盖层	潟湖-海湾

续表

时　代	岩性地层	厚度/m	岩　性　组　合	生储盖组合	环　境
早中新世	白虎层	2000	上部：砂岩与褐色泥岩、粉砂岩互层； 下部：在盆地中央为灰色泥岩夹含少量海相化石的薄层灰岩，在盆地边缘为砂岩，褐色泥岩、粉砂岩互层，局部含炭质层	储层 烃源岩	三角洲平原
晚渐新世	茶新层	2400～2900	与白虎层下部岩性类似	储层	潟湖
早渐新世	茶甸层	290	上部：砂岩、粉砂岩、泥岩； 下部：砂岩、细砾岩、砂岩		湖相-浊积岩
始新世	勇岛层	1000～3000	砾岩、细砾岩、砂岩夹粉砂岩和泥岩		冲积扇

呵叻盆地形成于印支运动中，后期又被两个背斜带（主要由 T_3-J 地层构成，北部称普潘，南部称扁担山）分割为三个次一级盆地，由北向南为乌隆-沙湾拉吉盆地、呵叻盆地和洞里萨湖盆地。这些盆地的基底均为克拉通台块，是伴随着周边印支造山带的隆起而形成的山前拗陷盆地，都在新生代陆壳伸展变形中继续沉降，但由南向北渐次减弱，裂谷活动和玄武岩喷发（上新统至更新世）只集中在南部的扁担山一带和柬越南部地区。以花岗岩岩浆活动为标志的陆壳分裂活动可能从侏罗纪已经开始，大规模海侵发生在渐新世和早中新世，上新世至更新世期间以北西向左行走滑活动为主，后者不仅形成普潘和扁担山两条标志型背斜带，而且沿这两个带和南部的梅坪断裂都是玄武岩活动带。新生代晚期的强烈走滑活动可能起因于相邻的南海海槽和泰国湾中部北大年海槽扩张速率的差异。

10.5.3　掸泰地体（Shan-Thai 或 Sibumasu）

从我国的腾冲-保山地区，经缅甸、泰国的掸邦高原，向南到马来半岛西部可能存在一个微板块或地体，这就是掸泰地体（图 10-24）。主要特征是含早二叠世冰海沉积和古生代冈瓦纳动植物群，腾冲地区也在石炭系中发现冰水沉积，泰国南部石炭系的古地磁测定（Banopas et al.，1978）表明，这个地体可能来自冈瓦纳大陆。

出露于中缅山脉北段的基底岩石称抹谷系，为一套深变质的片麻岩和花岗片麻岩，含刚玉、红宝石、尖晶石、蓝宝石等矿物。出露于泰国北部的寒武系由下而上为含砾石英砂岩、粉砂岩、砂岩，逐渐夹有页状白云岩；向上过渡为薄层灰岩、结核状灰岩，最高层位为礁灰岩（湄萨良地区），灰岩层的时代为早、中奥陶世；志留-泥盆系为砂岩、杂砂岩、碳质页岩、燧石和薄层灰岩沉积；石炭系与志留-泥盆系类似，为夹燧石结核和碳质页岩层的薄层灰岩；二叠系在泰国北部、中部和西部称叻武里统，主要为厚层灰岩，其次是砂岩、页岩，含丰富的蜓和有孔虫化石。

泰国北部、西部和中部地区古生界盖层连续沉积，上部被三叠系红层不整合覆盖。在泰国西北部二叠系不整合于下伏岩层之上，其间有底砾岩；在湄萨良北面，厚 100m 的中二叠统灰岩超覆在石炭系红层之上（Banopas et al.，1976）。

泰国南部和西马来地区的古生界盖层基本与北部相似。泰国半岛普吉地区的层序由下而上为：寒武系石英岩和页岩；奥陶系泥灰岩；志留-泥盆系砂页岩、燧石层；上石炭-下二叠统砾岩，厚层砂岩、页岩；中-上二叠统砂页岩。这里的志留纪-早二叠世沉积亦称叻武里群，属三角洲沉积。

由北到南，均可看到西部的古生界大陆架型层序向东过渡为深水复理石，由比较稳定的环境转变为褶皱变质明显，有强烈火山活动和岩浆活动。都指出在沙拉武里-文冬-劳物构造带以西存在一个稳定的陆块。

10.5.4 主要蛇绿岩带

Wakita 等（2005）列举了泰国及其邻近的蛇绿岩带（图 10-26，图 10-27），总的认为从云南南部延伸至马来半岛的所有缝合带遗迹都是古特提斯洋闭合的产物，其东带（难府-程逸、沙拉武里）洋盆石炭纪打开；西带（清迈、文冬-劳物）洋盆泥盆纪打开，二者都闭合于中三叠世。

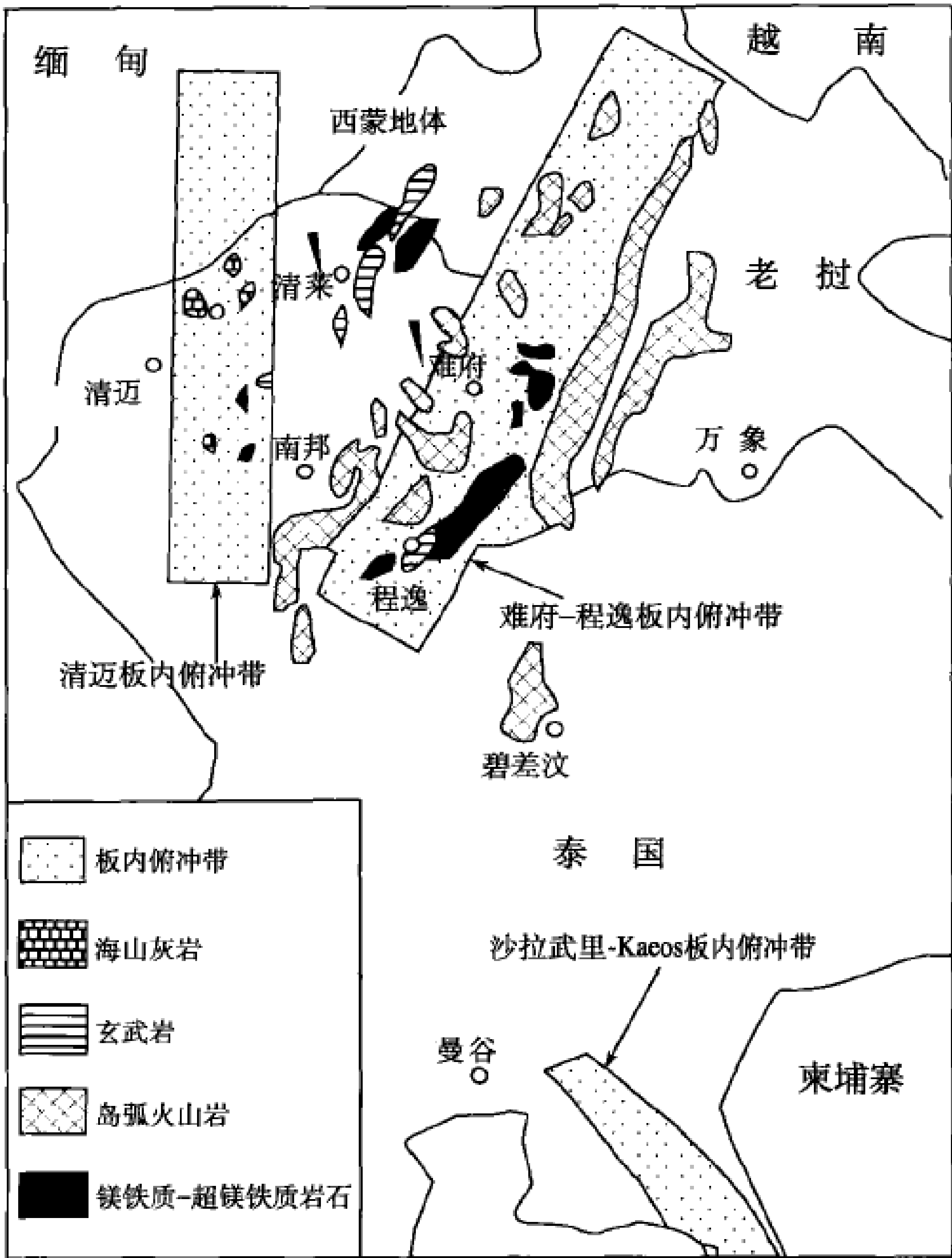


图 10-26 泰国主要蛇绿岩带及其组成分布略图

（Metcalfe，2002）

蛇绿岩带由北而南是：难府-程逸（Nan Uttradit）、changning menglian、清迈（chiang mai）、Shan-Boundary、沙拉武里（Sara）-Kaeo 和劳物-文冬（Raub -Bentong）等。它们都是由深海硅质岩、海山碳酸盐岩、洋底玄武岩、岛弧火山岩和超镁铁质岩等组成。

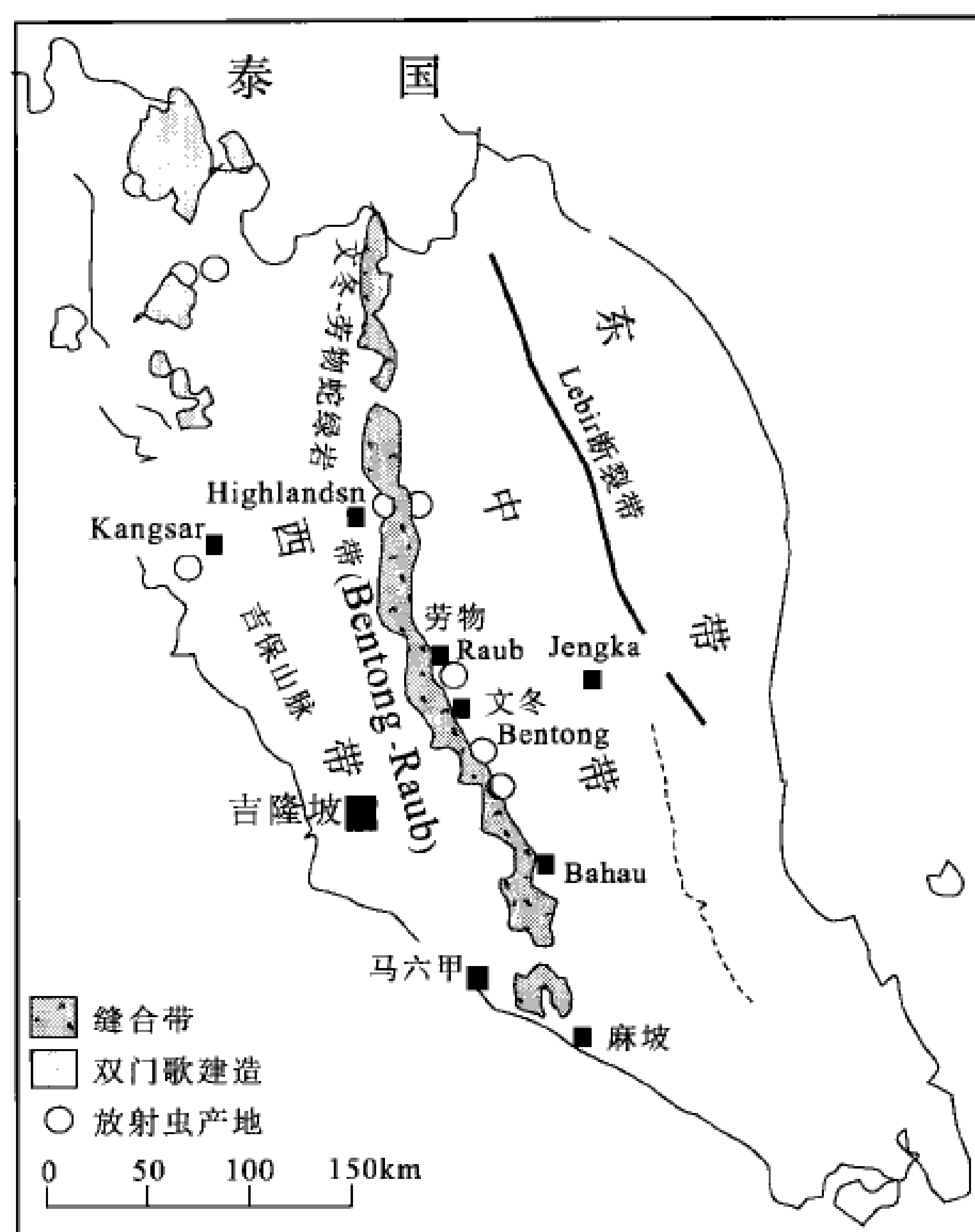


图 10-27 马来半岛文冬-劳物蛇绿岩带展布图
（Metcalfe，2000）

1. 澜沧江-清迈带（changning menglian）

该带是冈瓦纳与华夏古陆间晚古生代生物地层分界线（参阅图 10-7），也是基性-超基岩和花岗岩活动带，且与深海沉积相伴随，堆积有二辉橄榄岩、辉长岩、玄武岩、灰岩和硅质岩，其中洋中脊和洋岛型玄武岩均有，时代为早泥盆世-中三叠世。清迈地区（Chiang mai）是洋底沉积与海山沉积带，包含一组玄武岩（局部有枕状构造）、条带状或层状含泥盆纪-三叠纪放射虫硅质岩，夹远洋灰岩、层状硅质岩、泥岩，以及韵律状泥岩、硬砂质浊积岩与块状浊积砂岩，夹下石炭-上二叠统浅海相含蜓灰岩。

蛇绿岩带中包含若干前寒武系古老变质岩块。北段中国临沧地区称澜沧群，澜沧江西部有一套浅变质冒地槽沉积（Z-C）称勐洪群及西盟群（后者我国多确定为新元古界）；中段清迈地区为一套深变质岩系称特鲁陶群（缅甸部分称抹谷群）。构造带内常表现为中-深变质的岩石与低级变质或未变质的岩层相伴产出，如夜速-达府之间的兰森断裂带上可见片麻岩向西逆覆到低级变质的早古生代地层之上。泰国西部的清迈-达府片麻岩带和班莱片麻岩带断续延伸600km，主要为混合岩化副片麻岩，岩石类型主要为石英片岩、黑云母片岩、钙硅质片岩和大理岩，变质达角闪岩相，泥质岩中堇青石、夕线石矿物常见。这些中-深变质岩系可能包含部分早古生代地层，如夜速-达府一带，由下而上为寒武系片岩、千枚岩，奥陶系千枚岩、灰岩，志留系千枚岩，泥盆纪片理化粉砂岩、页岩，上部为石炭系燧石结核灰岩夹碳质页岩。

有多次俯冲活动，早古生代早期的台地相沉积位于掸泰台块东缘，向西的消减作用可能开始于志留纪或奥陶纪，清莱地区的蛇绿岩产于奥陶-泥盆系（O-D）中，被上石炭统砾岩不整合覆盖，也有产于石炭系，或石炭系-下二叠统中；彭世洛蛇绿岩时代被认为属于志留-泥盆纪；南邦一带石炭系为玄武-安山-流纹岩沉积；夜速一带发育石炭纪岛弧拉斑玄武岩。晚期俯冲-碰撞活动发生在海西晚期至印支期，中北段主要表现为花岗岩侵入，南段马来境内吉保山东坡有文冬-劳物蛇绿岩分布和中马来同时代的流纹-安山质火山喷发。

三叠纪末和侏罗纪以隆起为主，在拗陷带内形成陆相和滨海相磨拉石，中侏罗世初断裂-岩浆作用强烈，伴随着浅色花岗岩的侵入和钙碱性火山岩的喷发；晚白垩世-古近纪发生另一次火山活动，马来半岛东部有粗玄岩喷发。

2. 金沙江-哀牢山、难府-程逸、沙拉武里（Sara）-Kaeo 带

这些都被解释为古特提斯弧后盆地沉积，其主要特点是：火山岩具有消减杂岩的地球化学特征，缺少海山沉积，时代从晚石炭世到中三叠世。南邦-程逸地区，在志留-泥盆系低级变质岩石之上为杂砂岩、页岩组成的深水复理石，上部被晚白垩世磨拉石沉积不整合覆盖；老挝西部的巴莱地区，石炭系以黑色硅质页岩沉积为特征。南邦-难府之间二叠系的主要岩性为凝灰岩-火山集块岩、安山岩和流纹质熔岩，夹含蜓灰岩。向南在碧差汶一带上二叠统为陆相砂页岩，含植物化石。上三叠统南邦群以底部粗碎屑红层不整合于二叠系灰岩或火山岩之上。碧差汶地区，晚三叠世地层中夹安山-流纹质熔岩和碎屑岩。三叠纪至侏罗纪期间由东而西发生海退，如沿夜速东西一线，东部侏罗纪红层覆盖在三叠纪海相地层之上，西部（夜速一带）白垩纪红层覆盖在晚侏罗世海相沉积之上。该带也是一个岩浆岩带，如达府岩基长 20km，宽 8km；有人认为时代为晚石炭世，也有人认为属晚三叠-早侏罗世和白垩纪，是锡矿化的主要母岩。沿走向发育一系列南北走向的古近纪、新近纪盆地，含褐煤和油页岩，局部变形，倾角可达 45°～40°；同时有古近纪、新近纪碱性花岗岩株侵入活动；夜速地区地热梯度可达 50～91℃/km，是一个古近系、新近系小型含油气盆地；高原上地热梯度一般也达 20～40℃/km，这可能都与古近纪、新近纪以来区域伸展及地幔隆起有关。

3. 劳物-文东带（Rub-Bentog）

马来地区上古生界为含放射虫硅质岩（D）、中-酸性火山岩（C_1）和灰岩、碳质页岩（P）的复理石沉积，文冬-劳物蛇绿岩就产出在这套地层中，上覆侏罗系-下白垩统砂岩；构造带内古生界均已褶皱和浅变质（以板岩、千枚岩为特征）；已确定有晚二叠世陆相红层沉积。Metcalfe（2000）认为，劳物-文冬（Raub-Bentong）洋是泥盆至中三叠世古特提斯洋的一部分，其中放射虫硅质岩带的年龄从晚泥盆世（这里泥盆纪二分）到中三叠世（缺失早三叠世?），混杂岩中还包含着下石炭到下二叠统的硅质岩和钙质碎屑岩。该带是印支地体朝 NW 方向俯冲的产物，构造地层、生物古地理和古地磁资料都指出，Sibumasu 地体是在晚 Sakmarian 期（早二叠世萨克马尔期）从冈瓦纳古陆上分离出来的，在二叠至三叠纪期间快速朝北漂移，于二叠纪俯冲消减过程中形成东马来火山-岩浆弧（Ⅰ型花岗岩到中酸性火山岩）。马来半岛主要的不整合出现在古生界地层与三叠系间，造山作用从晚二叠世到早三叠世。在早-中三叠世时，A 型俯冲并伴随着地壳加厚，形成同造山或后造山花岗岩，它们于晚三叠世到早侏罗世侵位。前陆盆地就发育在增生杂岩的隆起前缘（即 Sibumasu 边缘拗陷），其中充填的岩石称 Segmanggol 建造（图 10-27）。结合带被晚三叠世、侏罗纪和白垩纪以陆相为主的红层所覆盖。

10.5.5　西缅甸岛弧地体

该地体总体呈“S”形，从西向东可划分为三个构造带（图 10-24）：那加-孟加拉弧前陆盆地、阿拉干岛弧和实皆弧后盆地。阿拉干岛弧带蛇纹岩与火山岩的时代为晚白垩世，常见蛇绿岩逆覆到阿拉干上白垩-中始新统的复理石沉积之上，向东蛇绿岩被中新统和上新统巨大的 Chindwin 磨拉石盆地沉积覆盖。岛弧外带由变质岩块、蛇绿岩、三叠系海燕哈片岩和东缘上白垩统组成，冲断面西倾；复理石沉积开始于晚白垩世，持续到晚始新世后隆起、冲断；内岛弧为火山弧，是新近纪-更新世中酸性火山链（印-缅山东侧）。

实皆弧后盆地以宁泽-实皆断裂和实皆-南敏断裂与掸邦台块相邻，该断裂在新生代晚期显示长达 450km 的右旋错位，主体部分被厚达万米的新生代复理石沉积充填，边缘零星出露下白垩统。

那加-孟加拉弧前拗陷基底为古近系复理沉积，在若开海岸一带复理石沉积持续到中新世，上覆新近系磨拉石沉积，孟加拉湾自古新世-中新世的间断后开始复理石沉积，并一直持续到近代。

第 11 章　东亚岛弧-边缘海

11.1　概　　述

11.1.1　构造轮廓

东亚岛弧-边缘海是一地理名称，从大地构造角度讲，东界在白令海沟-日本海沟-伊豆-马里亚纳海沟；海沟以西为日本、琉球-台湾及菲律宾岛弧，东北亚的堪察加半岛和楚科奇半岛也应属于岛弧范畴；岛弧内侧的边缘海自北向南为鄂霍次克海-日本海-中国东海-南海；黑龙江以东的锡霍特与中国完达山侏罗纪造山带应属于这一构造带的陆上部分。从韩国南端对马海峡至福建沿海，及粤东南侏罗纪火山活动带属于锡霍特带的南向延伸部分，所以整个构造带由东带岛弧海沟带、中带边缘海和西带陆上火山活动带三部分组成，东南部分则是菲律宾海板块所属的沟弧盆体系（图 11-1）。

这是一个因古老的库拉板块俯冲于东亚大陆之下，于侏罗纪形成的沟弧盆体系，主要部分的强烈活动始自侏罗纪。西带为一侏罗纪-白垩纪造山带和火山活动带，边缘海部分已知鄂霍次克海形成于晚侏罗世，日本海的分裂为 80～90Ma（晚白垩世），南海的主要扩张期从中晚渐新世开始（31Ma）到早中新世（20Ma），东海是一伸展沉陷海盆，沉降开始于早中新世，尚未发育有扩张中心。

东侧岛弧带的活动历史也主要是中-新生代，以日本岛为例，由西向东可划分为早古生代至二叠纪三郡-丹波俯冲消减带、三波川-秩父早中生代和三宝山-四万十晚白垩世至古近纪俯冲消减带。台湾岛可划分为西侧的大南澳隆起，这是一个燕山期形成的混杂堆积带，组成岩块从上古生界到白垩系，其中卷入有二叠系石灰岩块体，但变质变形期为燕山期；东侧海岸山带为一中新世至更新世混杂堆积带。吕宋岛弧是东西两条俯冲-消减带活动的产物，西侧的三描礼士蛇绿岩带形成于前始新世，东侧的马德雷海岸带为一古近纪消减带，蛇绿岩侵位到晚古生代和古近-新近纪海相沉积中，主要活动时期为渐新世，前渐新世沉积都受到不同程度的变质；西侧的南中国海分裂始自晚渐新世，其东侧洋壳沿马尼拉海沟向东俯冲开始于上新世。

所以东亚岛弧带总体上是一个中-新生代沟弧盆体系，卷入日本岛弧的古生代杂岩（三郡-丹波带）可能是来源不同的大陆碎块上的基底岩石。

11.1.2　古太平洋与东亚岛弧-边缘海

东亚岛弧-边缘海是古太平洋板块与亚洲大陆之间相互作用的产物，大洋扩张-消减的历史现在只能追溯到侏罗纪，侏罗纪之前的状况还是一个谜。东亚岛弧-边缘海的演化历史表明，大洋扩张与俯冲消减过程复杂多样，这为我们研究陆内古板块构造提供了许多启示。

晚三叠世后，随着新特提斯洋的张开，现代太平洋的位置裂开为库拉（或伊泽奈崎，Izanagi）、法拉龙和菲尼克斯三个板块（图 11-2），其三连点间出现的新洋壳即现代太平洋的雏形——古太平洋板块。早期，由于库拉-太平洋脊南北向强烈扩张使库拉板块向西俯冲于亚洲板块之下，早、中侏罗纪时（144Ma 前）引起中国东部强烈地火山与岩浆活动，其左旋压扭性质的构造变形可能也与上述构造事件有关；晚侏罗世至早白垩世早期，库拉-太平

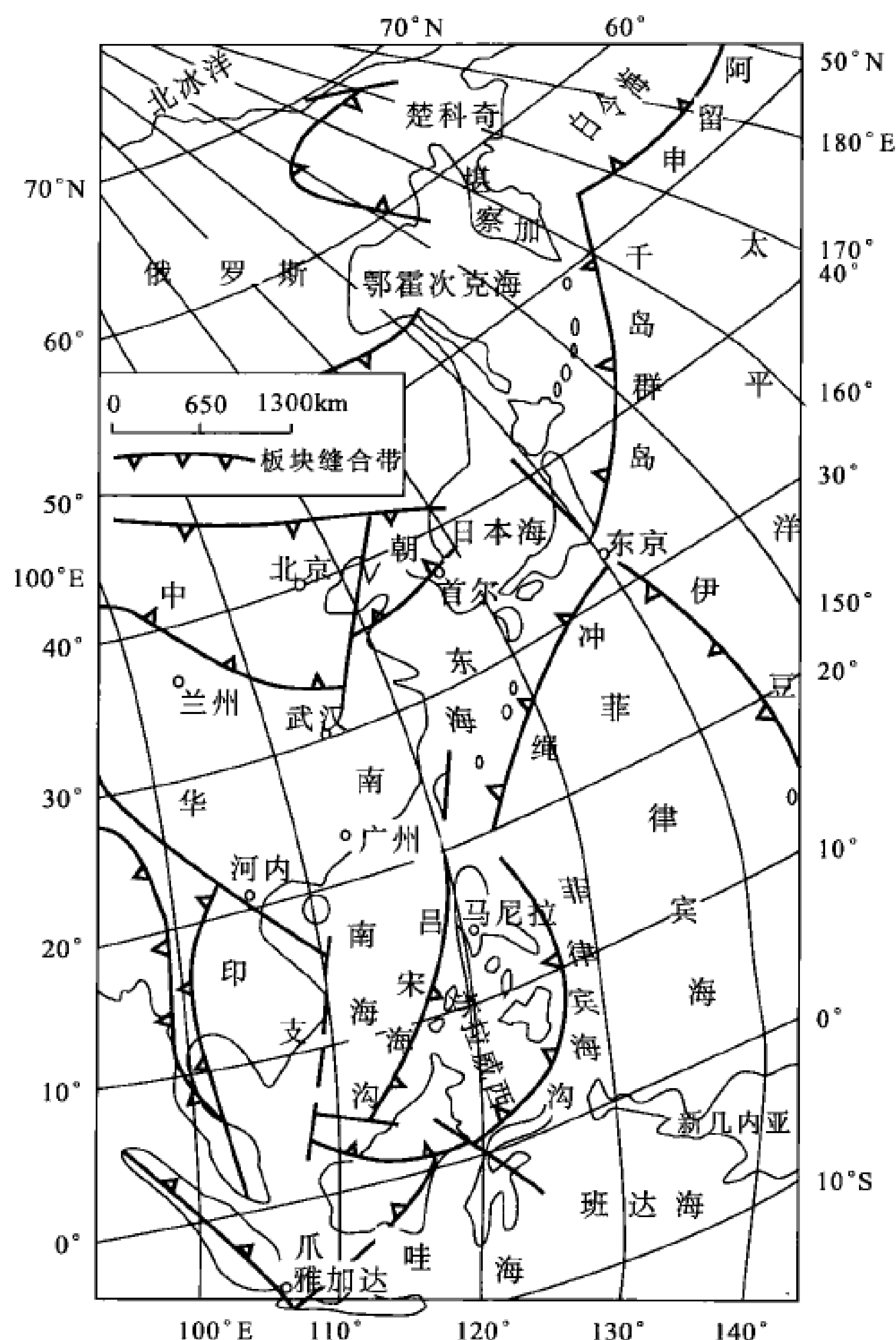


图 11-1　东亚岛弧-边缘海构造略图

洋板块沿 NNW 方向斜向俯冲于亚洲大陆之下，引起中国东部大量安山岩、英安岩的喷发及一系列裂谷型盆地的发育；晚白垩世时（80～100Ma）库拉板块大部消亡，日本列岛首次出现英安岩和流纹岩喷发，标志东亚陆缘岛弧已经形成，都城秋穗（1982）认为三波川双变质带也形成于这一时期；有人主张这时日本海已经形成（都城秋穗，1982），但也有人主张这时边缘海尚未出现，裂谷型断陷盆地发生褶皱和逆冲形式的构造反转。古近纪早期（60～35Ma），菲律宾板块从太平洋板块中分出并继续向 NNW 方向运动，导致郯庐断裂带的右旋扭动及渤海、东海等拉分盆地的形成；始新世末（35Ma±）太平洋板块的俯冲方向由 NNW 突变为 NWW，至中新世-上新世，俯冲方向几乎与亚洲大陆垂直，与此相应的是东亚岛弧带达到现今规模，以日本本州绿色凝灰岩喷发为代表的岛弧火山喷发（称渐新世或中新世瑞穗 Mizuho 造山作用，都城秋穗，1982），以迅速形成的冲绳海沟、南海为代表的弧后分裂等都标志这一时期是东亚沟弧盆体系形成的主要时期，而大陆上的裂谷活动已不占优势，松辽、华北、江汉等盆地都转入拗陷期。

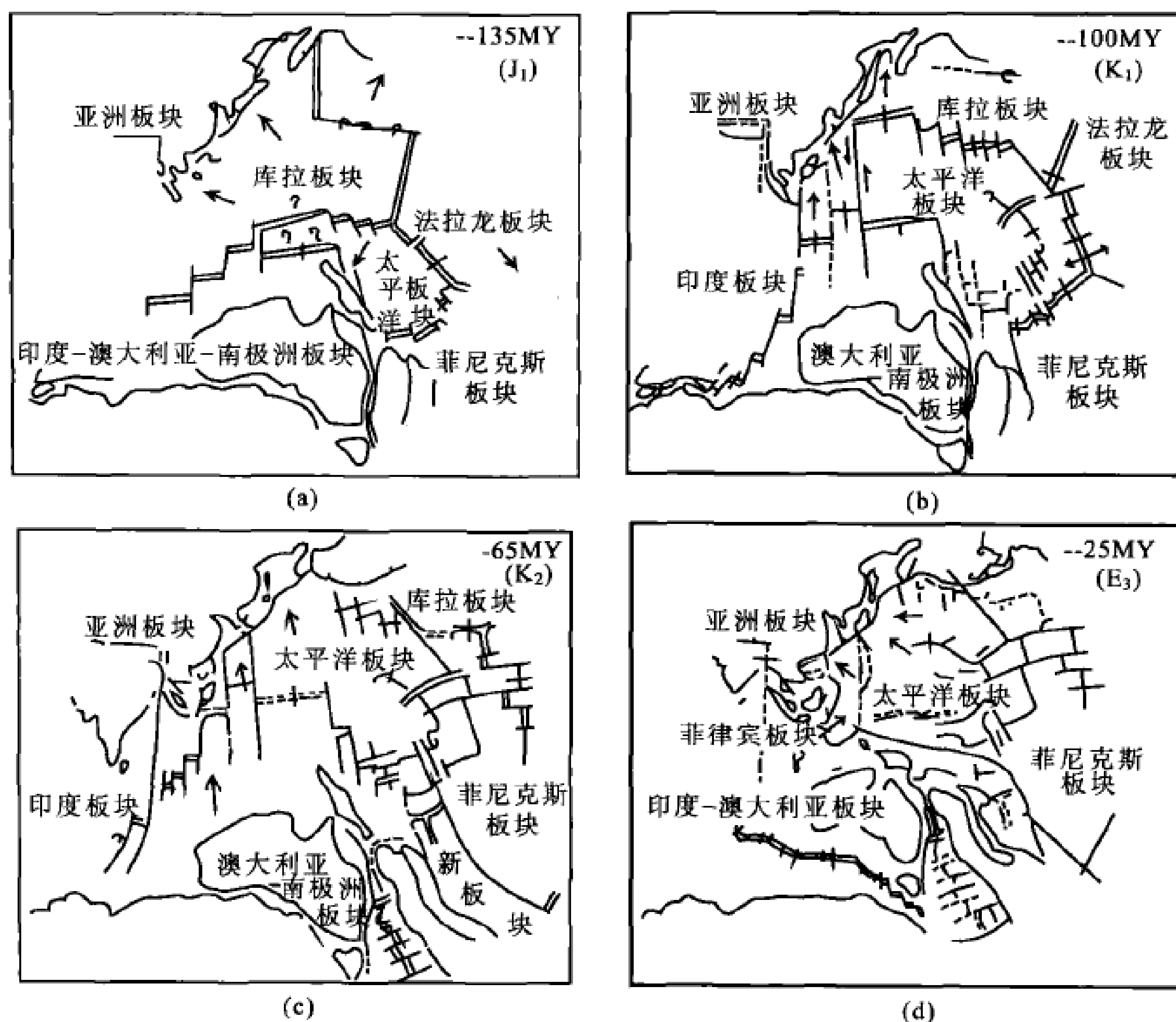


图 11-2 西太平洋板块的扩张脊、转换断层和俯冲带

（Hilde et al.，1976；板运动方向据 Moore et al.，1989）

虚线为早期的古地磁条带、断层带和其他的活动形迹，箭头为板块运动方向

通过上述演化，就形成了由东向西年龄增大的现今太平洋洋底，最老的地壳紧靠伊豆-马里亚纳海沟，时代为晚侏罗世，而海沟以西的菲律宾海底是在古近-新近纪形成的。

东亚岛弧边缘海的形成为我们提供了许多重要启示：首先，这一构造带非常连贯地从北亚的楚科奇半岛至东南亚地区，完整地展示了一条正在发育的大陆边缘，说明大陆正是通过这样一种方式增生的，可以推测大陆间的造山带地区都可能经历过这样一个演化过程，这就是所谓的“多岛洋盆”的基本面貌。在这样一个多岛洋盆中“岛”的性质复杂多样，既可以前寒武系为基底，也可以早期俯冲杂岩为基底，日本列岛和台湾列岛就是这样；也可以是俯冲期火山作用的产物，如菲律宾列岛；也可以是残留的碳酸盐岩台地，如马里亚纳海脊。盆的性质也是复杂多样，既可以是纯伸展性盆地，如中国东海；也可以在无消减作用下出现短暂的洋壳，如日本海；也可以既有洋壳发育，也有消减带伴随，如中国南海；巨厚沉积都发育在靠近大陆的边缘斜坡地带；张开与闭合都呈剪刀式，都是从一侧向另一侧推迟，如马尼拉海沟与冲绳海槽，这大概就是所谓的陆间有限洋盆的基本特征。这样一个相当宽度的构造带，最后停止活动而附着在大陆边缘地带，就构成我们所说的板块缝合带。它是一个构造混杂带，成分混杂，成因复杂，共同点是都曾经历过一段相似的发育阶段。

11.1.3 特提斯洋的东延与东亚岛弧-边缘海

晚三叠世时期，特提斯洋已萎缩到我国西南至印支地区，华北地区除鄂尔多斯的下三叠统

见海相夹层外，其他地区未见报道；东、西秦岭洋盆最终于卡尼克-瑞利克期关闭，龙门山的隆起在晚三叠世末的瑞替克期；广西海槽的封闭在卡尼期末；印支-我国南海地区，据近期岩相古地理研究（图 11-3），越南北部晚三叠世瑞替期尚有海相夹层（表 11-1），绕过我国东南沿海，在闽西南的清流-漳水一带海侵结束于早三叠世末（吴运高，1992）。以上资料反映，三叠纪时期的特提斯洋在东亚地区封闭于三叠纪末，侏罗纪洋是一个 NNE 方向的洋盆，展布在我国东部沿海至南海海域，这时的滇西-印支地区基本上为隆起区，后者显然受控于太平洋板块的活动，这些都大致反映了印支运动和燕山运动的影响范围。

下中三叠统分布在越南北部沱江（Song Da）盆地和柬埔寨北部 Rovieng、Stung Treng 至胡志明市附近。后者主要是浅海相砂页岩夹灰岩透镜体，前者不整合在在二叠系或前寒武系之上，下部为底砾岩、凝灰质砂岩、页岩，属磨拉石建造；向上过渡为海相泥灰岩、页岩和泥质灰岩，含菊石化石；中统与下统整合，安尼阶以灰岩发育为特色，拉丁阶下部为泥灰岩、页岩、砂岩夹灰岩透镜体；上统与下伏地层不整合，岩性以海相砂页岩为主，局部夹灰岩透镜体（表 11-1）。

表 11-1　沱江盆地中生界地层表（周蒂等，2003）

时代		组		岩性和化石		厚度/m	
白垩纪	K			陆相红层			
侏罗纪	J			流纹岩、玄武岩、粗面岩		局部达 5000	
				陆相红层		4000～5000	
晚三叠世	T_3^3	Suci Bang		粉砂岩、碳质页岩、砂岩、厚煤层，含 Hon Gai 植物群，海相夹层中含欧洲典型的 Rhactan 期双壳类		800～1000	
	T_3^2			底砾岩、砂页岩夹介壳灰岩，含 Norain 期菊石、海燕蛤等			
	T_3^1	Nam Mu	Pac Ma	以页岩为主，向上过渡为砂岩、粉砂岩，含海燕蛤等	礁灰岩	900～1200	120～200
中三叠世	T_2^2	Muong Trai		砂页岩，含 Ladinian 早期菊岩、双壳类		600～800	
		Nam Tham		砂页岩，含 Ladinian 期双壳类		400～700	
	T_2^1	Dong Giao		灰岩，含 Anisian 期腕足类、双壳类、菊石等		200～1800	
早三叠世	T_1	Co Noa	Tan Loc	底砾岩、凝灰质砂岩、页岩、泥灰岩	凝灰质砂页岩、泥灰岩、灰岩，含菊石	750～1200	800～900
			Viet Nm				950～1100
晚二叠世	P_2			拉斑质和钙碱性玄武岩，局部含煤碎屑岩			

晚三叠世早中期（卡尼期、诺利期），印支半岛受印支运动的影响全面隆升海退，沿沱江、清迈-文冬-劳物、西缅-苏门答腊等构造带，晚三叠世早中期仍保留残余海，到晚三叠世晚期逐渐上升成陆，上覆侏罗-白垩系陆相红层（图 11-3）。仅老挝-越南北部的 Nam Beng 盆地还有诺利-瑞替期砾岩或页岩，含菊石和 *Napeng* 动物群。

晚三叠世-早侏罗世，在华南与南海东部海侵开始于晚三叠世卡尼期（T_3^1）中晚期，在闽西南-粤东-粤北-粤中，形成粤东海盆，沉积了几百米至近 3000m 的海相碳酸盐岩-碎屑岩建造、海陆交互相含煤碎屑岩建造，诺利期（T_3^2）后出现短暂海退，到早侏罗世又发生更大的海侵，粤东甚至出现半深海环境，沉积了厚达 2300m 半深海相类复理石建造（兰塘群），其余

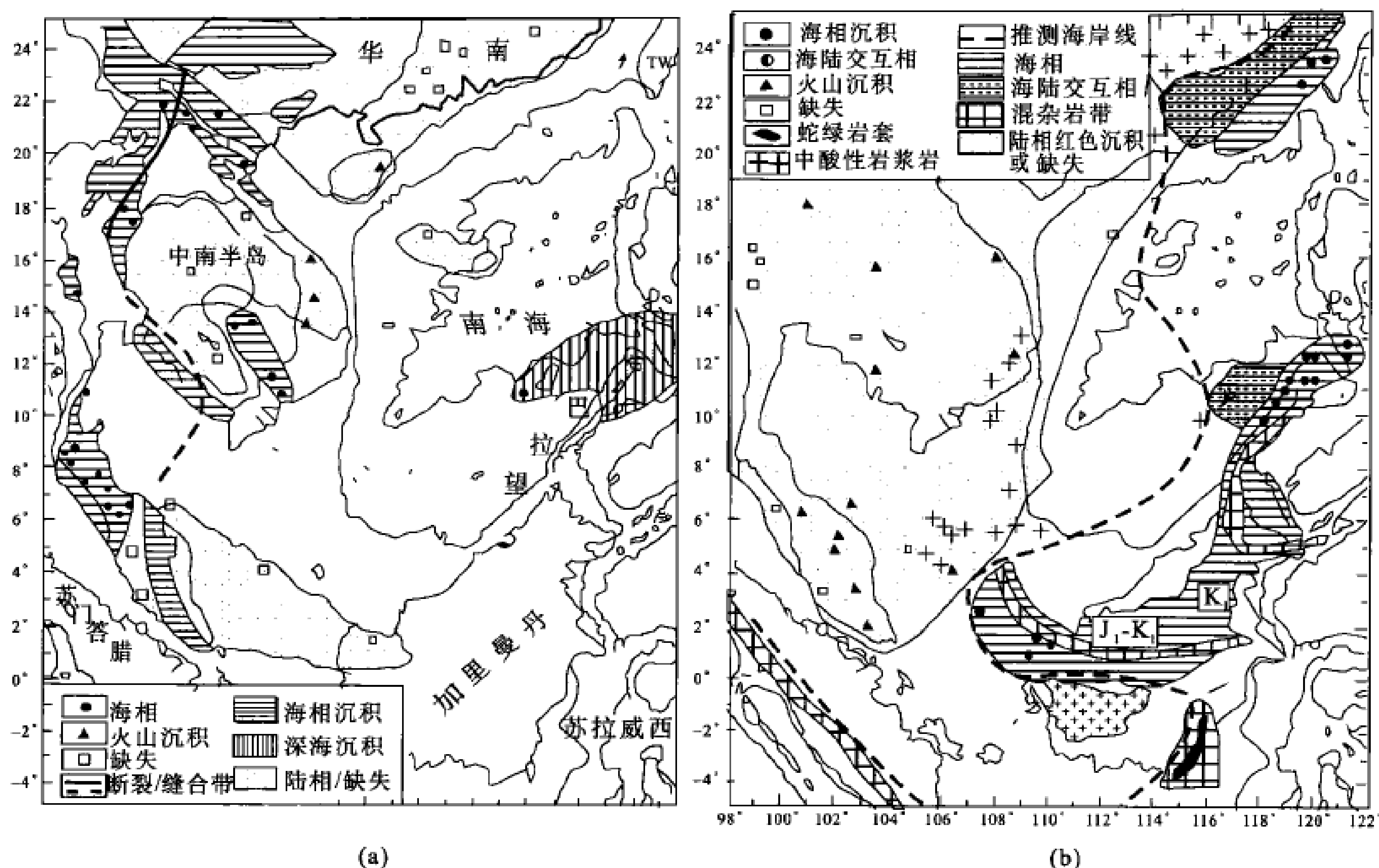


图 11-3 南中国海地区中三叠世（a）-晚侏罗世-早白垩世（b）岩相古地理简图

（夏戡原和黄慈流，2000；周蒂等，2003）

地区为含煤碎屑岩建造。从海南岛向北到十万大山，从香港到台湾北港地区，广泛沉积了海陆交互相含煤建造，向上演变为边缘海碎屑岩夹厚层暗色泥岩，厚达千米到上万米，其中香港的深涌组（T_3）和吐露海峡组（T_3）中产菊石和瓣鳃类化石，广东沿海的一些岛屿（如珠江口的荷包岛等）亦产丰富的菊石化石。向东至菲律宾的明都洛岛、南沙群岛东及加里曼丹岛西北都发现晚三叠世-早侏罗世海相地层，往往晚三叠世为海陆交互相沉积，早侏罗世出现深海浊流沉积（图 11-3）。

晚侏罗世-早白垩世的海侵，在南海地区沿 NE 向，向北至台湾北港、台西和台西南盆地，经钻井证实这里存在下白垩统浅海或滨海相沉积，含菊石、超微和瓣鳃类化石，最大厚度 1539m（夏戡原和黄慈流，2000）。在南海东部菲律宾的明都洛岛西南部、卡拉棉群岛及巴拉望岛的北半部均有较多中生代海相地层出露，如明都洛岛南部有晚三叠世-白垩纪海相地层，以中-晚侏罗世地层为主，厚约 2000m，主要为页岩、砂岩。含菊石、双壳类、腹足类和有孔类化石，在局部所夹的灰岩透镜体中含丰富中侏罗世珊瑚化石，这些化石与欧洲、摩洛哥、印度的种属相同，显示特提斯洋动物群特征；卡拉棉岛出露晚二叠世-晚侏罗世构造杂岩，其中含晚二叠世-晚侏罗世所有层位的放射虫化石，它们与日本-琉球-台湾-巴拉望-加里曼丹地区的动物群类似，显然已与古太平洋有关。

侏罗纪时期印支地区全面隆升，仅有三处海相地层分布，第一带为滇西保山-昌宁一带的中侏罗世，泰缅交界地区至泰国湾西岸的土阿辛阶（J_1^4）至巴柔阶（J_2^2）海相地层；第二带是越南-老挝南部、柬埔寨东部，为南北走向的早侏罗世（J_1^2-J_1^4）海陆交互相沉积，厚度大，化石丰富，从中侏罗世起完全上升成陆；第三带在加里曼丹岛北部沙劳越边境南，为下侏罗统

Bengkayang 群碎屑岩，其顶部土阿辛期（J_1^4）菊石具特提斯动物群特征，新加坡的晚三叠世-早侏罗世海陆交互相沉积可能位于这一海域的北部。深水盆地位于沙劳越以北的海上，见侏罗系和下白垩统的灰岩和浊积岩；沿 Lupar 缝合线和纳土纳群岛见蛇绿岩套和混杂岩，所含放射虫的时代为晚侏罗世-早白垩世（图 11-3）。

夏戡原和黄慈流（2000）、周蒂等（2003）认为，在早-晚白垩世之交中亚陆缘的构造体制发生了重大转折，古太平洋向欧亚大陆的俯冲因倾角太陡而发生向洋后退，引起东亚陆缘向东的扩张断陷，北起俄罗斯的远东，向南经东海、南海至泰国湾，形成一系列新生代沉积盆地。

11.1.4 中国近海含油气盆地

边缘海是沉积物聚集的重要场所，也是全球重要含油气盆地发育地区，已探明的油气储量约占全球总储量的 1/3。图 11-4 标出了我国近海沉积盆地的分布，它们都发育在我国东缘、南缘的大陆架上。这些盆地是自晚白垩世以来发育的盆地，新生界沉积厚度多在 5000～10 000m；都具复式地堑型构造样式。按动力学机制分为三种：被动陆缘的向洋伸展、地幔底辟的上拱和走滑拉分。按构造演化阶段可分为被动拉张和主动拉张两类，前者先断后拗，后者先拗后断，即先发育为碟形盆地，后表现为地堑型断陷。这些盆地都具有较高的热异常（大于 1.5HFU），有地幔底辟上涌者异常值大幅度升高。在龚再升等（1997）的分类中认为：被动拉张（或被动裂谷）盆地热流值相对较低（小于 2HFU），为现今含油盆地；主动拉张（或主动裂谷）盆地热流值大于 2HFU，为现今含油气盆地，如台西和台西南盆地、琼东南盆地和莺歌海盆地。南海沉积盆地见图 11-21 。



图 11-4 中国近海含油气盆地
（龚再生等，1999）

11.2 堪察加-日本岛弧

堪察加半岛经千岛群岛至日本列岛是东亚第一列岛弧带，它们都是中新生代板块边缘增生带。在日本岛弧中已识别出早石炭世、晚石炭世、晚二叠世三期古生代增生事件；中生代的增生事件，日本岛弧发生在晚三叠世、白垩纪，堪察加发生在侏罗纪和晚白垩世；新生代期间，始新世和中新世的板块碰撞活动从北向南遍及全区，奠定了岛弧带的基本轮廓。

11.2.1 堪察加岛弧

堪察加半岛被新近纪碎屑岩、安山岩所覆盖，并有花岗岩侵入，中生代-古近纪火山-沉积发育在东、西沿海地区，西部（克瓦克宏、马尔金斯克）从侏罗纪开始；东部（东部山脉、克罗诺茨、堪察加角）始于晚白垩世（图 11-5）。变质达角闪岩相的基底岩石时有出露，时代尚不确定，可能为古生代或前寒武纪地块，它们可能都是一些来自相邻大陆的碎块，故不少人认

为堪察加为一地体拼贴带。

堪察加半岛是中-新生代板块边缘增生带，由克瓦克宏、斯列定内和东部山脉为代表的几个块体组成，鄂霍次克海则是一个被洋内岛弧圈闭的残留洋盆，北部下伏为海底高原（北鄂霍次克海隆起），南部浅水部分具岛弧基底。

晚侏罗世时，沿欧亚大陆东缘的维斯基郡-锡格兰岛弧系开始发生消减作用，同时克瓦克宏岛弧在洋内生长起来，从而圈闭出一个鄂霍次克海；120～110Ma 时维斯基郡-锡格兰岛弧带与欧亚大陆碰撞，太平洋与克瓦克宏岛弧间以平移运动为主，使前者逆冲到马尔金斯克岛弧地体之上，奥姆贡地体北端与欧亚大陆碰撞，导致品仁纳蛇绿岩侵位；三冬期（86～83Ma）至 60Ma，马尔金斯克岛弧东侧和堪察加东部山脉岛弧东侧的消减带开始活动，期间圈闭了一个中堪察加盆地；稍后格纳尔地体与堪东山地体碰撞并一起与西堪察加地体碰撞，外来的斯列定内岛弧地体也逆冲到马尔金斯克之上，鄂霍次克穹隆也与欧亚大陆碰撞，55Ma 前区内主要是平移活动；30Ma 前消减作用再次开始，从而形成斯列定内火山岛弧，至 10Ma 前还有克罗诺茨岛弧地体的增生。

图 11-5　堪察加半岛构造区划图
（Watson et al.，1986，补充修定）

11.2.2　日本岛弧

1. 构造轮廓

丝鱼川-静冈断裂（图 11-6，A-A′）将日本岛弧划分为西南日本和东北日本两部分（但也有人主张以棚仓构造带为界，即 B-B′线），东北日本又分为两部分，北海道东部半岛属千岛弧的一部分；札幌-仙台地区是库页岛-伊豆、马里亚纳岛弧的一部分；西南日本则与琉球-台湾岛弧连接。日本列岛被划分为 20 多个构造单元，可将其归并为六大地体（图 11-6），即安培（Abean）、秋吉（Akiyoshi）、佐川（Sakawa）、四万十（Shimanto）、日高（Hidaka）和千岛地体（Chishima）。

这些地体都是在一个泛古洋盆中不断增生到东亚大陆边缘的。安培地体历经志津（C_1 末）、世田米（C_3 末）和安培（P_2 末）三期构造运动；秋吉地体是晚三叠世增生的，三郡（Sangun）-舞鹤（Maizura）双变质带就是这一增生事件的产物；佐川地体是白垩纪期间增生的，形成了三波川（Sanbagawa）-Ryoke 双变质带；四万十地体的北亚带是一个白垩纪增生杂岩体，南亚带形成于始新世；日高地体是一个复合的增生杂岩带，西部完成于白垩纪，东部完成于古近纪；千岛地体的基底类似于四万十，是早中新世以来发育的日本岛弧的一部分（Zhang，1984）。

放射性年龄表明，日本可能存在前寒武基底，如飞弹地区的神冈花岗岩和宫川花岗岩，飞弹、美浓、三重西部的长门和长琦等地区可能存在着前寒武纪陆块，此外隐岐（Oki）、能登

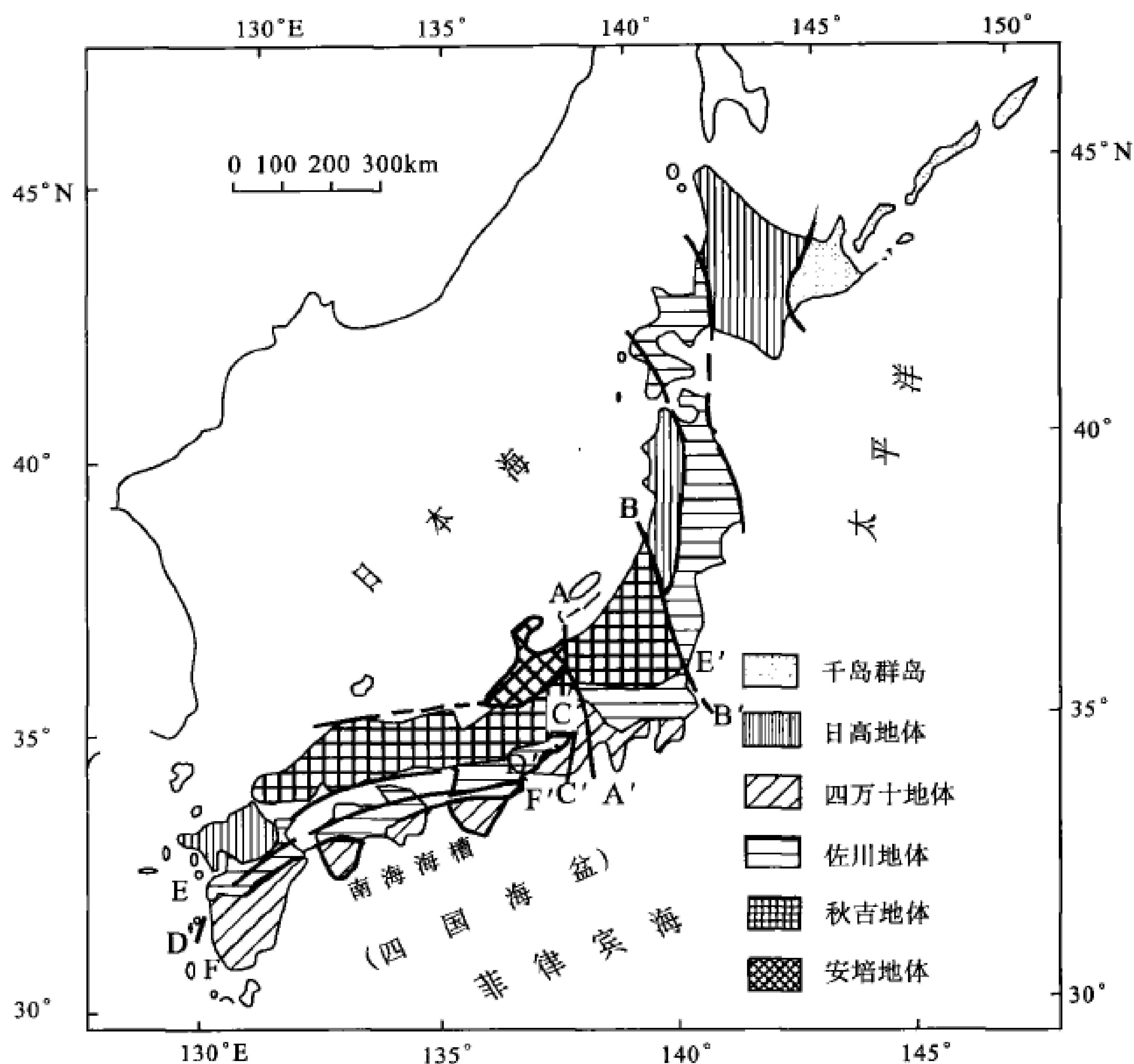


图 11-6　日本地质构造略图

（张之孟，1984）

A-A′. 丝鱼川-静冈（Itoigawa-Shizuoka）构造线；B-B′. 棚仓（Tanakura）构造线；C-C′. 南赤石（Akaishi）构造线；D-D′. 中央构造线；E-E′. 大分-熊本（Oita-Kumamoto）构造线；F-F′. Butsuzu 构造线

（Noto）半岛、阿武隈山和北上山等地也可能存在前寒武纪岩石。这些前寒武纪地质体都经受过强烈改造，地体增生后又因走滑活动而错位，从而构成了一个很复杂的构造图案。根据已有的古生物资料，仅表明志留系-下石炭统沉积与中国扬子有一定亲缘关系，二叠纪植物群与华北类似。但有证据表明，日本列岛的基底可能不完全是从东亚陆块上裂离出去的，有些也许来自南太平洋古陆。日本的秋吉造山运动（印支）和佐川造山运动（燕山）与东亚大陆有一定的对应性，表明它们都起因于库拉板块向亚洲大陆的俯冲作用，白垩纪-古近纪期间二者共同具有的两次伸展作用及长英质火山作用，导致大陆上一系列陆相盆地及边缘海的形成。

2. 四国海盆

四国盆地位于菲律宾海的最北部，紧靠日本列岛南部（图 11-6），西南面以九州-帛琉海脊为界，东面与琉黄海脊相邻，在北面，盆地过渡为日本陆坡坡麓处的南海海槽，南面与较大的帕里西维拉盆地连接。盆地从北部的 4000m 等深线向西南逐步加深，在西南部的九州-帛琉海脊坡脚处深约 6000m。一列间隔很宽的海山延伸在盆地中央，盆地地形在北部和西部较平缓，往东南逐渐起伏不平，那里的地垒和地堑构造使地形起伏可达 1km。在盆地西部，盆地和海

脊的构造走向呈北北西-南南东（Toduyana et al.，1978）。

从日本列岛往南沉积物厚度逐渐减小，北部成层浊积岩的厚度达1.5km以上，向南大部分为远洋沉积物，而且变得薄而零碎。在这个总变化趋势上，沉积盖层还朝盆地的北缘和西缘逐渐增厚。在盆地西北部，在中新世浊积岩之上覆盖着上新世中期（3Ma）的半远洋沉积物，这种沉积变化被认为是南海海槽开始产生的标志。随后，南海海槽就成为沉积物捕留地，阻止着来自日本陆架的浊积物流进一步向南扩展。

地震折射工作表明，地壳是大洋型的，盆地中部最薄，在九州-帛琉海脊下部增厚至9km，在琉黄海脊下面达14km，南海海槽11km。磁异常呈NNW-SSE走向，与九州-帛琉海脊平行。异常形式在盆地西部非常清楚，而在东部就不容易识别。磁异常形式表明，四国盆地的扩张始于27.5～25Ma（晚渐新世）（Watts and Weissel，1975），或约22Ma（Tomoda et al.，1975），扩张速率为4.2cm/a，大约在22Ma（渐新世-中新世边界）减慢到2.2 cm/a；停止于19Ma（早中新世）（Watts and Weissel，1975）或13Ma（中中新世）（Tomoda et al.，1975）。

沉积盖层朝对称轴方向减薄，这说明基底起伏类似于大洋扩张脊的起伏。该地区是一个高热流区，最高热流值为5.5HFU；但是该带缺乏浅震，说明这条脊已不再活动。重力测量结果表明，四国盆地底部处于均衡平衡过程中。

显然，在晚渐新世之前，琉黄海脊与九州-帛琉海脊是毗邻的，在较近的时期内（中中新世）琉黄海脊本身开始裂开，发育了一个内部扩张盆地（Karig，1975）。

3. 西南日本

西南日本被划分成若干条沿列岛轴的NEE-SWW方向延伸的构造带。主要划分为外（太平洋）带和内（日本海）带，中间被从本州中部的大地沟带经四国延伸到九州的中央构造线分隔开。外带和内带各自又分为若干单元，从南到北：外带分为四万十带、三宝山带、秩父带和三波川带；内带分为领家带、丹波带、三郡带和飞弹带（图3-9，图11-7）。

1）四万十带

该带由晚侏罗世-古近纪变形的浊积岩、燧石层、玄武岩和枕状熔岩组成，这些岩石之上覆盖着中新世浅水沉积物。有中新世花岗岩侵入，并含有中新世喷发火成碎屑岩流。晚白垩世浅水沉积物覆盖在早白垩世变形较大的岩石之上，这一情况表明消减作用始于中白垩世，到晚白垩世加积楔体被抬升。中新世的火山活动和侵入活动可能与四国扩张中心及琉黄海脊沿日本海岸的迁移有关。根据对外来的正石英碎屑的存在和古水流分析，Hanta等（1978）推测，从晚白垩世至中中新世，在日本南面曾有一块古陆。

2）三宝山带

三宝山带由二叠纪-早侏罗世层状玄武岩、灰岩和燧石组成，这些岩石局部轻微变质，被晚侏罗世和早白垩世浅水相岩石所覆盖。三宝山带可能也是一条在二叠纪到侏罗纪时由消减作用形成的加积楔体。以后的浅水相沉积物可能沉积在陆架上，其南面发生的加积作用形成四万十带。

3）秩父带

秩父带由南、北两个亚带组成，北亚带由石炭纪-二叠纪玄武岩和沉积岩组成；南亚带由

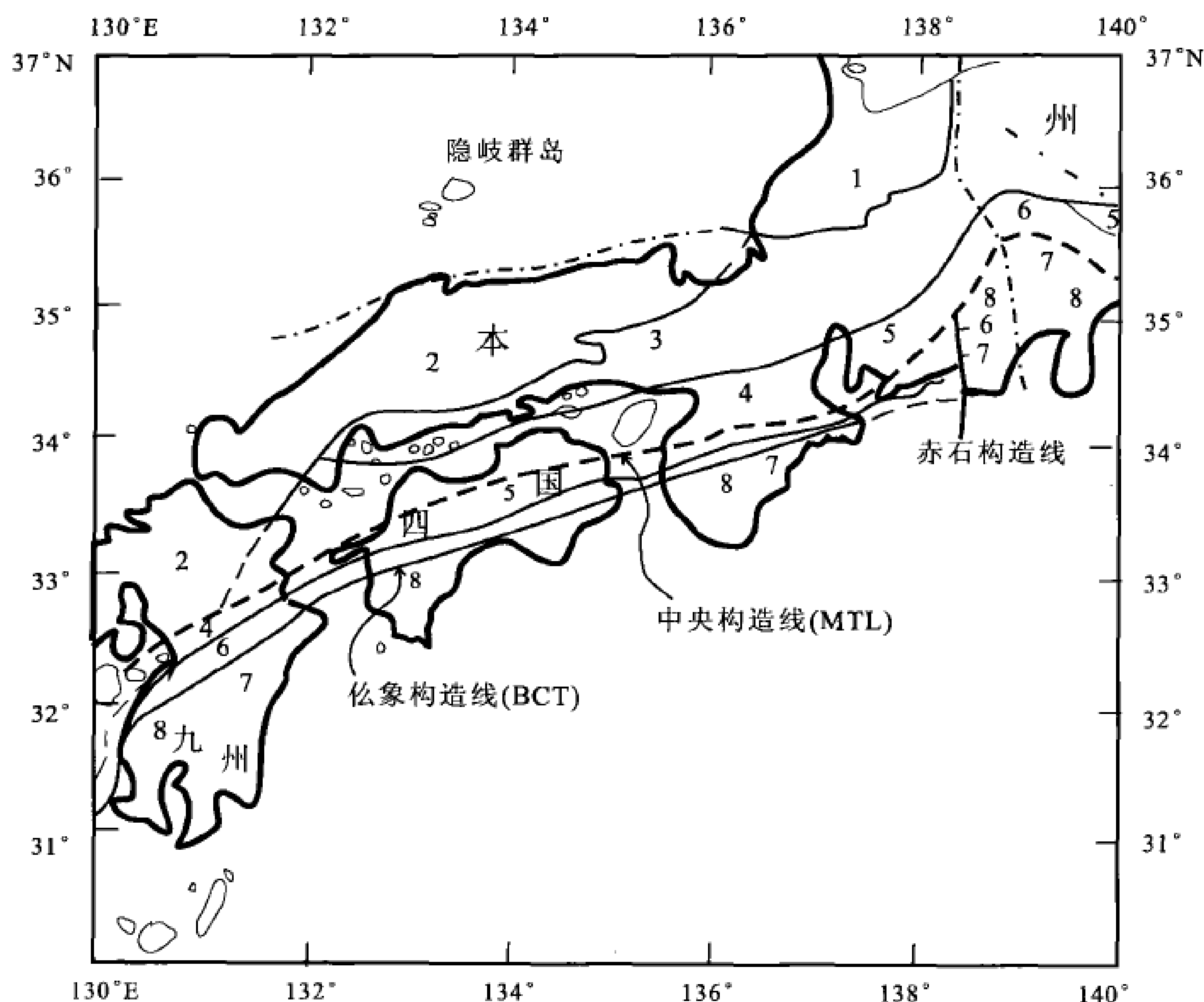


图 11-7 西南日本主要构造带划分

（Tanaka and Nozawa，1977）

1. 飞弹带；2. 三郡带；3. 丹波带；4. 领家带；5. 三波川带；6. 秩父带；7. 三宝山带；8. 四万十带

典型的陆相岩石组成，包括前志留纪花岗岩和高级变质岩，伴有志留纪-泥盆纪沉积岩和安山质火山岩，以及中生代浅水相沉积岩。这些岩石呈强烈叠瓦状，沿一些断层面存在蛇纹岩和辉长岩。这两个亚带的岩石组合表明，南亚带是由于其向南消减使志留纪岩浆弧大陆基底抬升而造成的；而北亚带的岩石组合可能表明在石炭纪时曾形成过一个边缘海，到晚二叠世时其扩张作用已停止。

4）三波川带

三波川带紧靠在中央构造线南面，四国的一条朝北倾斜的低角度冲断层将它与南面的秩父带隔开。该带的岩石遭受了蓝闪石片岩变质作用，主要形成云母片岩和片麻岩。变质岩原岩在该带北部主要是正常沉积成因的，在南部由枕状玄武岩、玻基碎屑岩和少量半远洋沉积物组成，这两带之间还被另一条向北倾斜的冲断层所分隔。沉积物的年代为晚古生代-早中生代，在侏罗纪-早白垩世受到变质。原始的沉积层可能厚达 10km，它们显示出具有火山碎屑的三角洲相块状砂岩、泥岩到浊积岩的大陆边缘层序的岩相特征。这些说明，在志留纪-泥盆纪时期，大陆边缘已与北面的大陆分离，在三叠纪时向北俯冲到该大陆之下。这些岩石可能俯冲到 10 多千米的深处，在那受到高压低温影响，引起蓝闪石片岩变质作用。

5）领家带

领家变质带是一条典型的红柱石-夕线石型低压高温变质带，变质作用向南逐步增强。原生岩石是碎屑沉积岩和燧石，夹一些镁铁岩及灰岩，年代可能是晚石炭世-早三叠世。该带约50％由花岗岩组成，其中较老的花岗岩的年代为晚白垩世-古近纪，变质岩和花岗岩被由厚的（5～10km）晚白垩世-古近纪浅海-深海沉积岩组成的弧前盆地沉积所覆盖。领家带和三波川带形成一对变质带，这个成对的变质带被解释为消减带的上板块和下板块。领家带被认为是上述的北部大陆边缘的一部分，三波川带俯冲到该带之下，消减作用引起的部分熔融导致了领家带内花岗岩侵入和火山活动，后来被抬升、侵蚀，使花岗岩出露地表。

6）丹波带

丹波带由晚石炭世-侏罗纪末变质砂岩和板岩组成，夹少量礁灰岩和镁铁质火山岩。这些岩石在晚侏罗世或早白垩世初受到变形，其上不整合地覆盖着晚白垩世非海相沉积物。花岗岩在晚白垩世-古近纪初期侵入，同时伴有火山活动。

该带表明存在着第二个晚古生代-早中生代边缘海，它与同时代边缘海之间可能被一个由领家带大陆基底物质组成的隆脊分隔，在边缘海中沉积了秩父-三波川带的岩石。

7）三郡带

三郡带由早石炭世-二叠纪可能还有三叠纪初期的变质碎屑岩、燧石、玄武岩、块状礁灰岩组成，伴有超镁铁质和辉长质侵入岩。三郡和三波川带一样是一条高压变质带，表明可能是从二叠纪开始同样向北俯冲到大陆边缘之下，变质作用发生在三叠纪。Lsbivatari（1978）把其中的超镁铁质岩解释为是构成三郡-丹波边缘海一部分的蛇绿混杂岩的产物，而石炭纪的超镁铁质岩可能是在边缘海形成之前侵入的。

8）飞弹带

飞弹带和领家带一样，由低压高温变质岩组成，主要是石英-长石质片麻岩，这种岩石的原岩被认为是浊积岩相杂砂岩。低级变质岩与志留纪和泥盆纪末变质灰岩、页岩及凝灰岩共生，表明在早古生代发生过早期的变质作用。麻粒岩相岩石表明至少飞弹带的一部分是日本的前寒武纪基底。飞弹带内的三叠纪-早侏罗世花岗岩岩基表明了在飞弹带之下三郡带消减作用的晚期效应。早侏罗世砾岩、砂岩、页岩和煤层，以及晚白垩世-古近纪长英质火山岩覆盖在较老的岩层之上，这些表明，飞弹带的沉陷可能形成了一个弧内海槽以及后来叠加的与三波川消减带有关的岩浆弧。

11.3 日　本　海

日本海是一个位于日本列岛与亚洲大陆之间的广阔边缘海（图11-8），四周被陆架包围，由三个深水盆地构成：北部是日本盆地，位于北海道和西伯利亚之间，水深3780m；向西南，盆地被高出海平面500m的大和海脊一分为二，大和海脊和本州海岸之间的大和盆地深3000m；大和海脊和朝鲜半岛间的对马盆地深2000m。

本州西部的岸外陆架延伸到隐岐群岛以远，并有一系列断断续续的海脊向北延伸到大和海脊。日本海南端，本州西部和朝鲜东南部之间的陆架是相连的，然后向北沿朝鲜东岸延伸，为一个宽度一般不超过 25000m 的狭窄陆架。

大和海脊由陆壳物质组成，而盆地中心部分为洋壳，海底上覆盖了 2000m 厚的沉积物。在大和盆地，薄沉积物覆盖在起伏的海底地形上，沉积物朝陆架增厚，平行于本州北岸有一个深达 6000m 的新近纪沉积盆地；对马盆地东侧的陆架由 3000m 厚的沉积物组成，朝鲜与对马岛之间，陆架下伏有厚 2000m 以上的新近纪沉积物，它们受到褶皱和断裂，并覆盖在古近纪或白垩纪沉积物之上；在韩国东海岸浦项滨外，陆架上的新近纪沉积物有 3000 多米厚，并延伸到近海陆坡上，在那里主要是第四纪沉积物，厚 3000m。

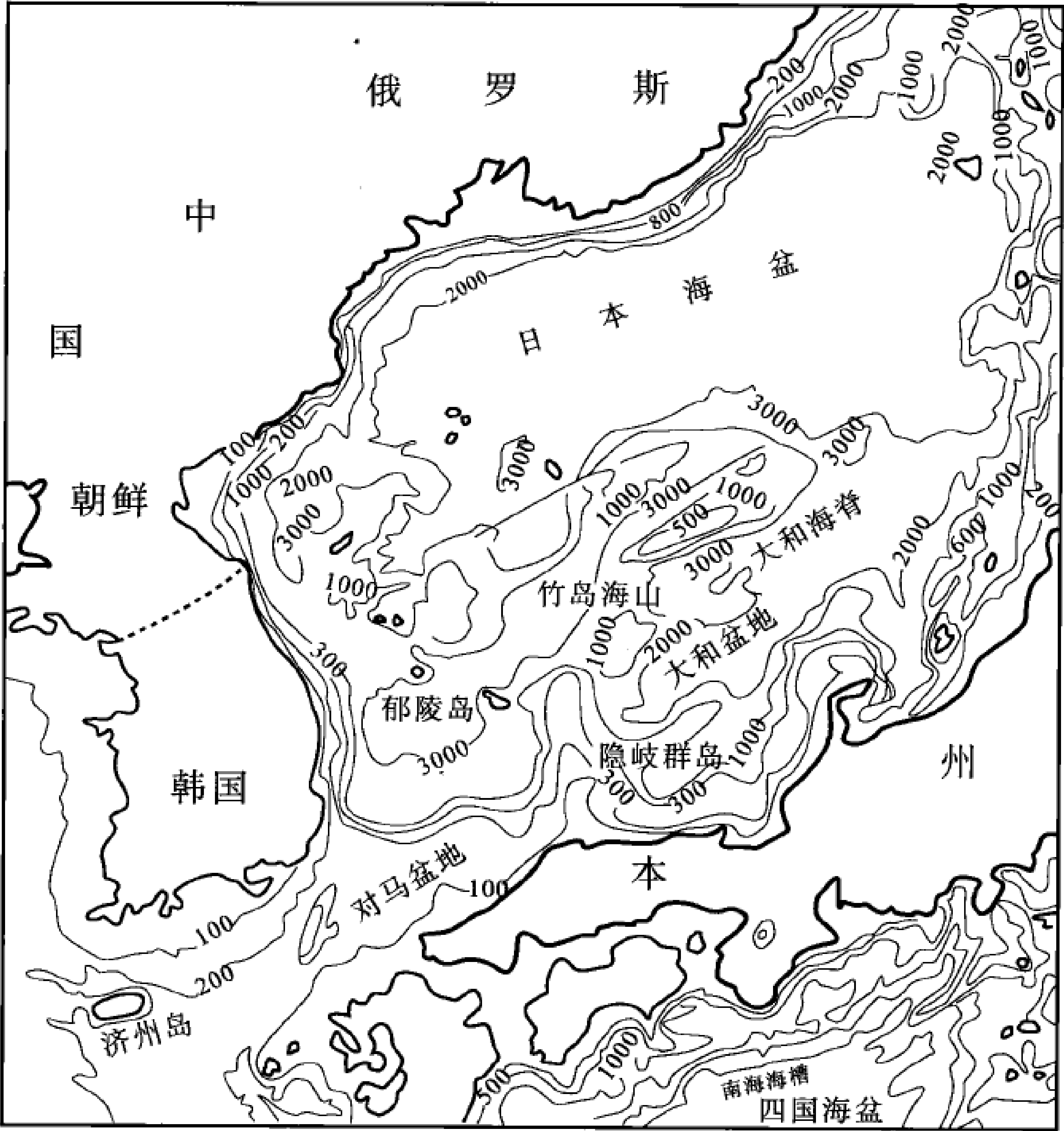


图 11-8　日本海与四国盆地地形图

根据地形和沉积分布，推测有两条扩张中心，一条呈 NE-SW 走向，经日本盆地中心到对马盆地；另一条在大和盆地，磁异常年代为前新生代。

日本海的热流测量表明，热流朝着盆地中心，特别是朝南面增高，在大和盆地和对马盆地达到 3～4HFU，其间的大和海脊上的热流值比较低。热流值向东面的日本列岛方向逐步减小，

同时沿朝鲜-西伯利亚大陆边缘急剧下降。

日本海的高热流值被解释为早期扩张的残余效应，因为没有出现与推测的扩张海脊有关的浅层地震，而且整个盆地的自由空间重力异常为＋20～＋30mGal，说明日本海现在处于均衡状态，扩张已停止。

日本海形成于80～90Ma（或20～60Ma），这是曾经一度处于亚洲边缘下面的库拉板块和太平洋板块间的扩张脊消减的结果。他们推测此海脊在日本东缘下穿过，那时日本东缘附着在亚洲大陆之上。由于海脊的穿过，使陆壳底部变热，因而在西南日本产生了晚白垩世-新近纪花岗岩和火山岩。大陆之下洋脊的存在使陆壳发生隆起和分裂，最终形成边缘海。由于日本海的发育，日本朝东南方向移离到它现在的位置，经过一个短时期张开后，海脊停止活动，至今一直保持稳定状态。

11.4 台湾岛弧

11.4.1 概述

台湾岛由台湾岛弧和海峡弧后盆地两部分组成，台湾岛弧是由于晚中生代（约87Ma）和晚新生代（上新世-早更新世）两次俯冲-碰撞作用形成的岛弧隆起带；台湾海峡盆地是晚古新世以来的拉张盆地。

在地球物理场中，台湾岛为一近NNE向的纺锤状负异常带，与其他老的山脉对应的重力低不同，台湾中央山脉对应的是急剧变化的重力梯度带；台湾海峡异常区布格重力异常北高南低，并向南有逐渐降低的趋势，一般局部重力高比区域场高10mGal左右，在澎湖列岛附近高出20mGal左右。台湾岛北部Moho面深46km，中部大于50km，南部恒春一带不到30km，显然中北部Moho面深，超过了世界上一般岛弧和大陆架的平均深度；而恒春半岛要比世界岛弧和大陆架的平均深度小，原因是与其相邻的菲律宾板块向东地壳厚度不断减薄。穿过恒春半岛的重力剖面的计算结果显示，连同半岛在内的南海板块向菲律宾板块之下俯冲，莫霍面深度由西向东降低，福建大陆为27km，台湾义竹断裂以东为18km，由此向东Moho面深度又不断增加，恒春下方为30km，恒春以东为16km，再向东在菲律宾板块上为11～8km（图11-9）。这些成果表明，在台湾岛中部，亚洲大陆板块与菲律宾板块碰撞，导致地壳增厚更符合图11-9的重力模型；而台湾岛南部的地壳密度结构显示，属于欧亚大陆的南海板块向菲律宾板块之下俯冲（张季生等，2008）。

11.4.2 区域构造

由西向东可分为下列构造带（图11-10）。

1. 海峡断陷盆地（Ⅰ）

海峡断陷盆地（Ⅰ）形成于古近纪以来。

2. 海岸平原逆冲前峰带（Ⅱ）

海岸平原逆冲前峰带（Ⅱ）由更新世至现代冲积层构成，均为疏松碎屑沉积，未变形，向西过渡为陆表海沉积。

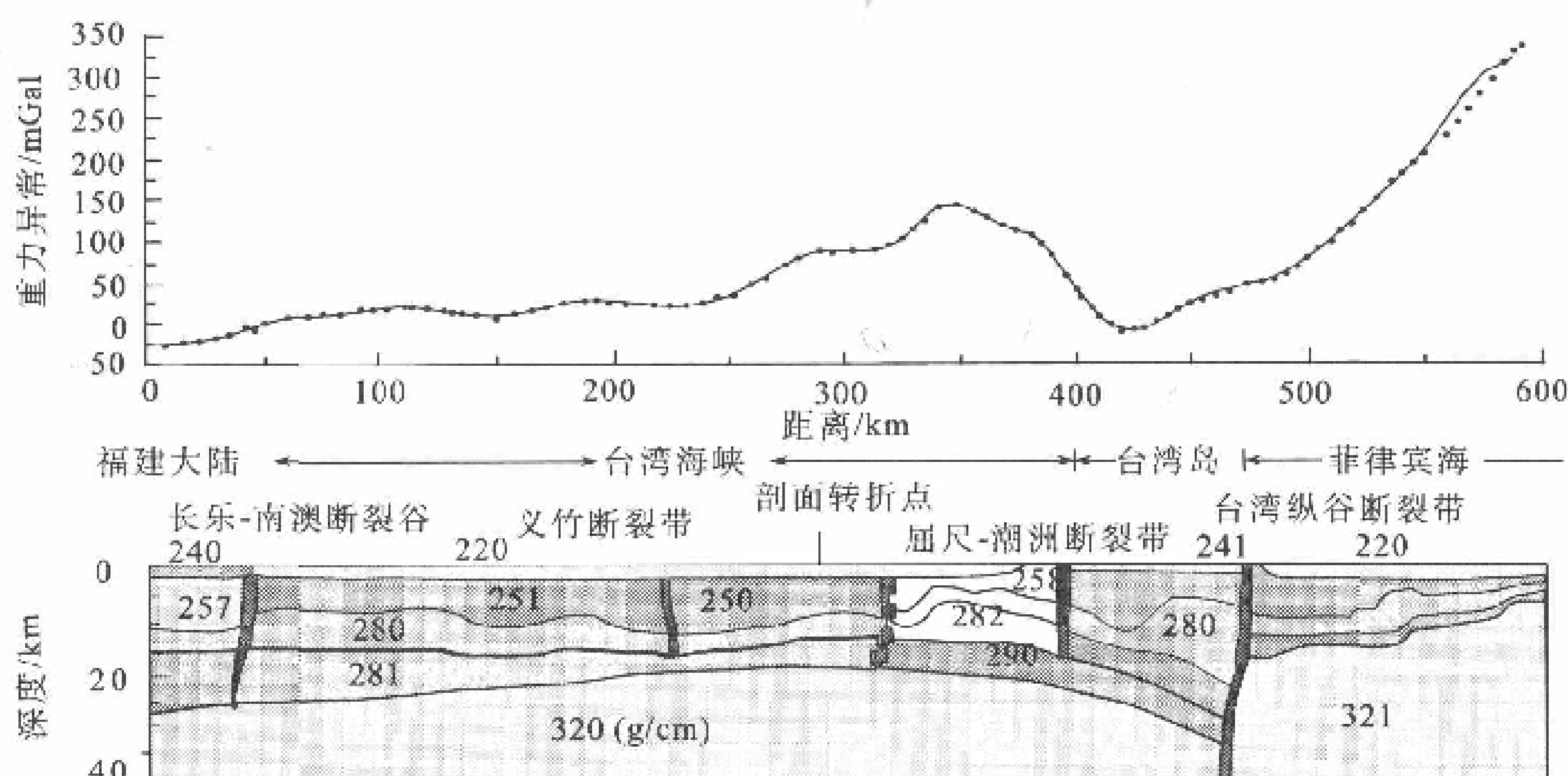


图 11-9 台湾海峡及邻区重力剖面计算结果

(张季生等，2008)

3. 西部前陆褶皱逆冲带（Ⅲ）

西部前陆褶皱逆冲带（Ⅲ）由一套叠瓦状逆冲岩系组成，累计缩短距离达 160km（Suppe et al.，1980），由东向西时代变新，由三个岩片组成，西侧的丘陵岩片（$Ⅲ_1$）为中新世-更新世；雪山岩片（$Ⅲ_2$）由始新世-渐新世石英质、碳质变砂岩、泥质岩和板岩构成；中央山脉（脊柱山，$Ⅲ_3$）岩片由古新世、始新世和中新世的板岩和千枚岩组成，主要为陆架沉积，仅最南端为中新世-上新世深水滑塌堆积（垦丁一带；图 11-10，K）。后者的板岩中含亚碱性镁铁质熔岩和凝灰岩夹层及辉绿岩墙，往东厚可达 10km，整个岩系均受到变质作用，变质程度向西增高，变质时间为上新世-更新世（蓬莱造山运动）。

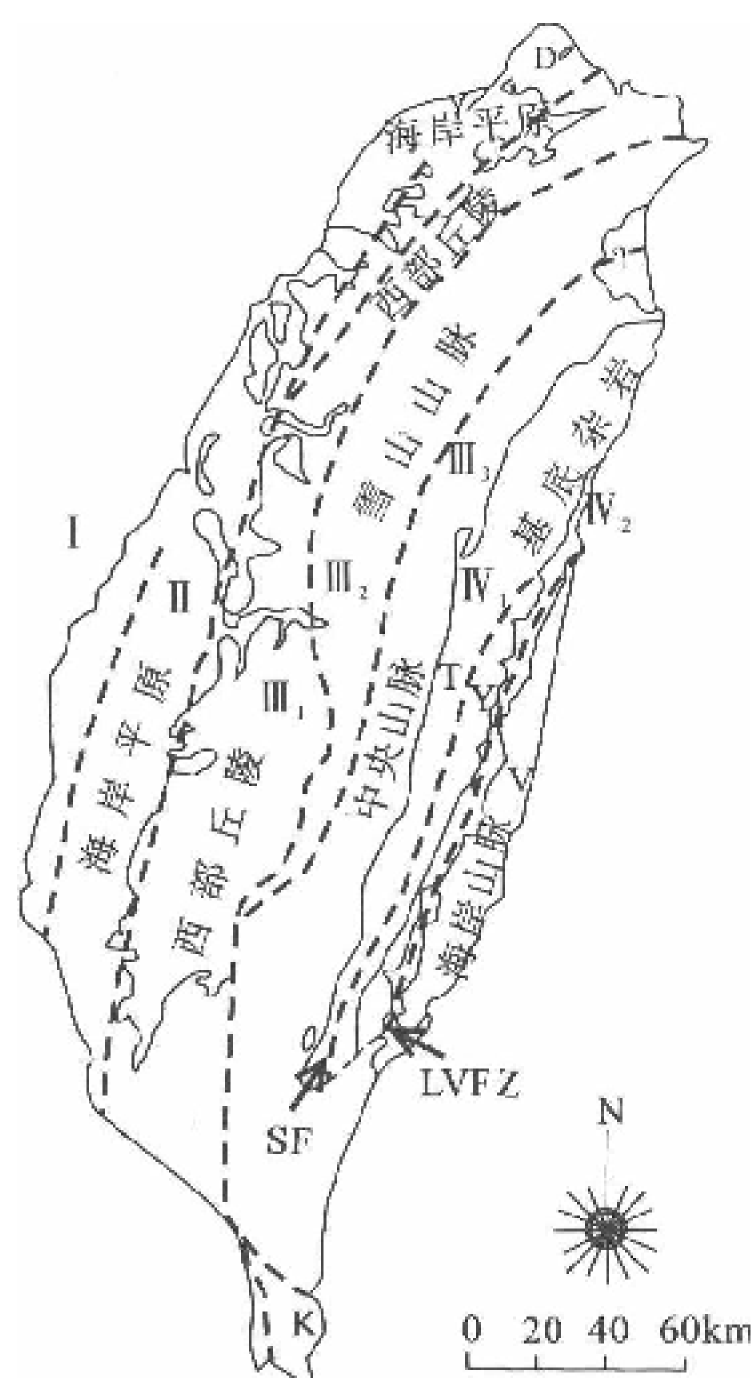


图 11-10 台湾岛构造纲要图

(Ernst et al.，1988)

V. 大屯火山岩；K. 垦丁混杂岩；LVFZ. 纵谷左行走滑断裂；SF. 苏芬断裂；T. 大鲁阁带；Y. 玉里带

4. 大鲁阁（大南澳）混杂堆积带（Ⅳ）

由苏芬断裂分割为东西两带，一般认为东带（玉里带，$Ⅳ_2$）是海沟沉积，为一向洋的冲断褶皱带。西带（大鲁阁带，$Ⅳ_1$）为陆坡沉积，以钙碱性岩浆侵入和宽缓褶皱为特征。大鲁阁带：由二叠纪和早中生代的泥质片岩、石英长石片麻岩、台地相碳酸盐岩组成，夹镁铁质岩和凝灰质变质岩、绿片岩、角闪岩和蛇纹岩小透镜体，北段局部有中生代晚期 S 型花岗岩侵位。推测有四期变质作用：①中生代早期角闪岩相变质；②中生代中期钙碱性花岗侵位和达角闪岩相的局部热变质；③晚白垩世花岗质岩石的变形和退变质；④上新世或更新世晚期辉绿岩墙的绿片岩相变质，后者切穿中新统板岩。

玉里带（IV_2）：由泥质和镁铁质、超镁铁质片岩组成，缺失碳酸盐岩和花岗岩类岩石，达高绿片岩相变质（上新世-更新世），基质中含晚白垩世蓝闪石相角闪岩和中新世蓝片岩。

5. 海岸山脉岛弧带（V）

由新近纪钙碱性火山岩及其碎屑岩组成，为一向东缓倾的低角度叠瓦冲断系。最老岩石为中新世都峦山组安山岩、集块岩和凝灰岩，在顶部礁灰岩中含早-中中新世有孔虫，浅成安山质闪长岩株（22Ma，奇美杂岩），有些地方都峦山组为火山质浊积岩；大港口组复理石，亦含钙碱性火山岩夹层，时代为上中新世-上新世；利吉混杂堆积为上新世-更新世泥质滑塌堆积，其上被上更新统卑南山冲积砾石层局部角度不整合覆盖，混杂堆积中含有性质不同的外来岩块，长可达1km，有产于被动陆缘上的板岩岩块，也有岛弧性质的安山岩岩块和砾岩岩块及超镁铁质透镜体，后者长可达1km（台东蛇绿岩，形成于中新世早期）。

11.4.3 构造演化

1. 二叠纪-中生代晚期

大鲁阁带主体为被动陆缘沉积，由二叠纪和早中生代台地碳酸盐岩与泥、砂质沉积组成，于中生代晚期发生向西的俯冲挤压，伴随着钙碱性火山活动、高温变质及蛇绿岩与花岗岩侵位；玉里带是一条混杂堆积带，也是一条中生代晚期的高压变质带。二者代表了该区二叠纪至中生代中期的大洋张开环境到中生代晚期的俯冲挤压环境，苏芬构造线构成其间的板块缝合带，大概形成于87Ma±。

2. 新生代

新生代早期全岛为被动陆缘环境，在岛弧内侧形成始新世至中新世的盖层沉积。中新世晚期沿中央构造线（图11-10，LVFZ）两侧开始发生双向俯冲作用，向西俯冲，形成中新世-上新世钙碱性火山弧和玉里混杂堆积中的蓝片岩构造岩块；向东俯冲形成利吉复理石沉积岩和中新世形成的台东蛇绿岩侵位。上新世-早更新世，海岸山岛弧与西部台湾岛弧碰撞，形成整体向西逐次逆覆的冲断褶皱带。碰撞最初发生在台湾东北端，而后向南扩展，形成大港口组（N_1^2）和利吉组（N_2）钙碱性火山沉积，反映了碰撞作用的逐步发展。

也有人认为，与堪察加岛弧、日本岛弧类似，台湾岛的大鲁阁、玉里和利吉带（海岸山脉带）也可能都是来源不明的移置地体。

11.5 黄海-东海盆地

11.5.1 概述

重磁场特征和海盆两侧地质结构的相似性表明，黄海-东海地区是由陆壳伸展沉降形成的盆地。新的勘探成果显示，在第四纪才全面沉降而被海水淹没，侏罗纪为小型断陷盆地，白垩纪开始由北向南发育规模不等的盆地沉积，且以陆相沉积为主，内部分隔强烈。

东海盆地呈西缓东陡的箕状结构，由内陆架1°～4°到外陆架平均4°左右；冲绳海槽则是一个宽140～200km的槽型盆地，西坡最大坡度为4°±，东坡为3°～5°；东海内陆架水深0～25m，外陆架为50～150m；冲绳海槽北浅（700m）南深（大于1000m），最深处2719m

(图 11-11)。内陆架上分布着大小不等的许多沉积盆地，新生界最大厚度大于 10 000m，其中西湖拗陷达 15 000m，这与钓鱼岛隆起大量截留陆源物质有关；冲绳海槽介于钓鱼岛隆起与琉球岛弧之间，中中新世-第四纪沉积厚达 10 000～11 000m，这与琉球海沟呈鲜明对比，后者水深大于 6000m，而上覆沉积层很薄，故一般认为冲绳海槽为正在发育的弧后分裂盆地。

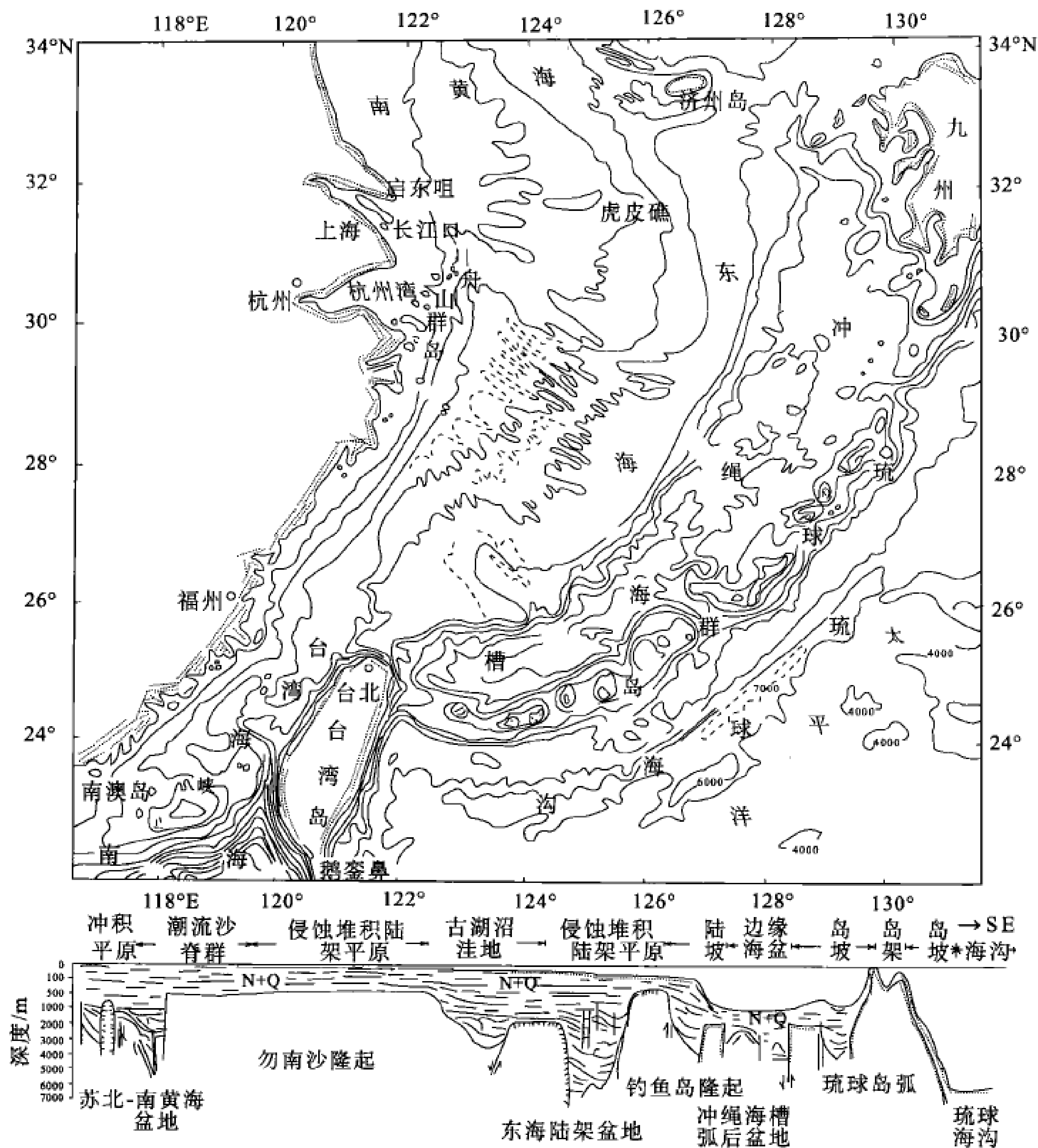


图 11-11　黄海-东海构造地貌图

(刘锡清等，1997)

东海自由空气重力异常自西向东升高，沿海一带以负值为主，为 $-20\times10^{-5}\sim-30\times10^{-5}$ m/s^2，陆上部分有一些局部重力高，如唐山、无棣、诸城及古田-屏南等；中部为重力平缓带，以低正值为主（$0\sim20\times10^{-5}m/s^2$），其中镶嵌着一些局部重力低，大致相当于陆架的范围；东部重力高，为 $20\times10^{-5}\sim60\times10^{-5}m/s^2$，局部大于 $100\times10^{-5}m/s^2$，位于日本-琉球-台湾附近。此外，还存在两条近东西向的重力高，在北纬 34°附近的苏北盆地-南黄海-济州岛-本州岛一线异常值为 $5\times10^{-5}\sim10\times10^{-5}m/s^2$，可能为下扬子陆块的西延部分；另一条重力高位于安

庆-杭州-舟山一线，该线南北异常值差异明显，北高、南低，二者相差 $20\times10^{-5}m/s^2$，进入陆架区不明显，但南北异常走向截然不同，以北为 NWW 或近 EW 向，以南为 NE 至 NNE 向。黄海及渤海的磁场为夹杂着正磁场团块的大面积负磁场，钻探验证，磁力高多因裂谷盆地中的基性侵入岩引起；东海地区在升高的磁背景之上叠加了一系列形状、强度、频率不同的杂乱磁异常，而且异常走向从黄海的 NEE-EW 转变为东海的 NE-NNE，并沿 NWW 向错动和扭曲，呈现为东西分带、南北分块的特征。由西向东可划分为五个磁异常区：浙闽变化磁场区、浙闽沿海-东海陆架西缘磁力高带、东海中部平缓正负磁场区、钓鱼岛磁力高带和冲绳海槽低缓变化磁场区。

11.5.2 东海盆地

高德章等（2006）根据东海南、北两条重-磁-地震综合探测剖面（图 11-12，A-A′、B-B′），运用位场小波多尺度分解、全磁纬变倾角化极、人机交互 25 维正反演拟合和地热场反演等技术，得到东海地壳厚度从浙闽东部陆地地壳 32km 向东一直缓慢变薄，在冲绳海槽以西的陆架地区厚 23～30km；陆架盆地的地壳厚度 28～30km；到钓鱼岛岩浆岩带急剧变薄为 23km；冲绳海槽为 14～25km；到琉球隆起及其前缘坳陷带又加厚到 22～26km，接近陆架地壳厚度。琉球以东地区地壳厚度仅为 8km，由大洋层 1（厚 500m±）、层 2（厚 1200m±）和

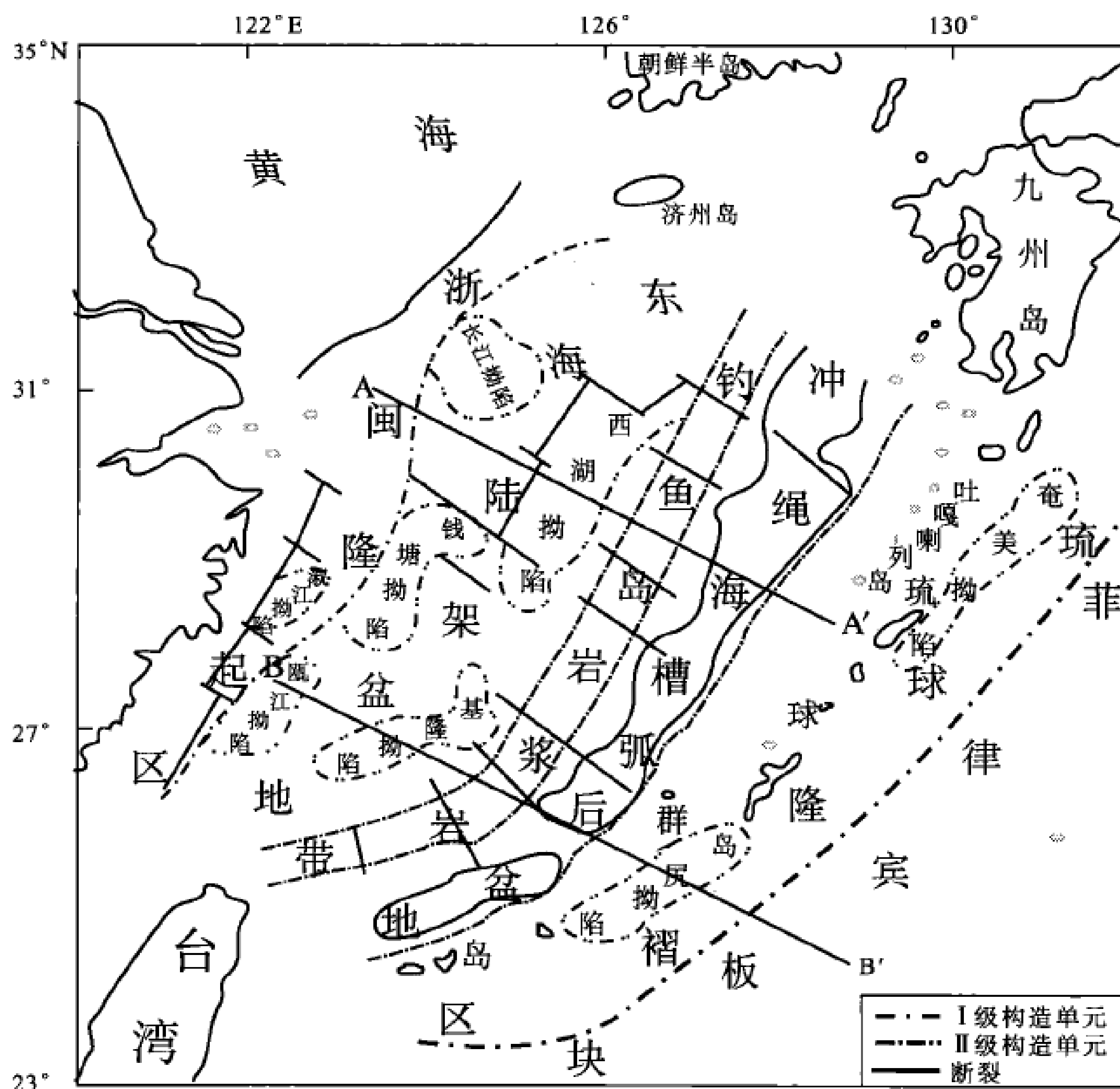


图 11-12　东海构造区划图

（高德章等，2006）

层 3（辉长岩，厚 6300m±）组成，已为典型的洋壳（一般认为洋壳的 Moho 面埋深在 12±km，地壳厚度约 8±km）。

岩石圈厚度在陆架地区为 85km±；冲绳海槽 50～65km，北厚南薄；琉球岛弧以东为 80km±。根据东海地区岩石圈三围构造特征，构造单元作如下划分（图 10-12）：浙闽隆起区、东海陆架盆地、钓鱼岛岩浆岩带、冲绳海槽弧后盆地和琉球隆褶区；次一级构造单元主要根据沉积层厚度。

东海地区沉积层厚度为 10 000～17 000m±，由西向东有四个拗陷：西部拗陷带包括长江拗陷、钱塘拗陷和瓯江拗陷，沉积层为东厚西薄的楔形体，最大厚度可达 10 000m，主要由中-新生代地层组成；东部拗陷带由西湖拗陷和基隆拗陷组成，沉积层为受断裂控制的东厚西薄的楔形体，最大厚度 17 000m±，主要由中-新生代地层组成；冲绳海槽，沉积层厚 2000m～8000m，主要为新近纪沉积；宫古前弧拗陷带（由奄美、岛尻、八重山三个拗陷组成）厚 5000m±，主要是中新世以来的沉积。

主要构造单元基本特征如下。

1. 东海西部隆起（浙闽隆起）

这是浙闽-岭南（韩国南部，图 5-1）构造带的一部分，是一条中新生代中酸性火山岩带，以小型红色碎屑岩-火山岩含煤盆地沉积为主。火山活动在我国境内以晚侏罗世-早白垩世最为强烈，上覆海陆交互相-海相松散沉积。韩国洛东江拗陷中的白垩纪尚庆系为陆相火山岩、碎屑岩建造；中新世长鬐统为陆相玄武岩-流纹岩及其碎屑岩沉积，中新世迎日统为海相碎屑岩。这里缺失侏罗系和古近系，第四系为陆相-滨海相沉积，济州岛和岭南有中基性火山岩发育。

2. 东海陆架盆地

该盆地发育在变质基底之上，已在南部钻遇基底黑云斜长片麻岩（温东群，Rb-Sr 年龄为 1680Ma，灵峰 1 井）；上部可能覆盖有古生界盖层，地震剖面有显示，但尚未钻遇；东海西部不整合上覆有上侏罗统、下白垩统中酸性火山岩和火山碎屑岩；东海南部还可能有海相侏罗系-下白垩统地层，陆相上白垩统不整合其上；古新统灵峰组在台湾北为浅海砂岩与灰黑色泥岩互层，台湾西北为生物灰岩，厚 274～1329m；始新统分布广泛，台湾以北为滨海湖沼相（碎屑岩夹煤层）到浅海相沉积（明月峰组、瓯江组），厚 848～2143m；浙东地区的平湖组（E_2）也为一套滨海湖沼相含煤沉积，夹火山岩，厚 633～1020m；渐新世时台湾以北为剥蚀区，浙东为含煤碎屑岩，厚 322～1311m；中新世的龙井组和玉泉组均为滨海沼泽含煤沉积，分别厚 262～493m 和 425～916m；上新统三潭组为海陆交互相含煤碎屑岩，厚 467～654m；第四系为浅海-广海相砂质黏土与粉砂岩互层，厚 455m。

以其中的西湖拗陷为例（雷鸣，1997），古新世-始新世为断陷阶段，发育粗碎屑岩和煤层；渐新世-中新世为拗陷期，以河湖相煤系地层为主；第四纪为区域沉降期，全区才被海相沉积覆盖。烃源岩主要是始新统（平湖组）泥岩和煤层，中新世中期的玉泉组沉积后可能有一次构造运动，导致下伏地层的褶皱和逆冲断层的形成。

3. 钓鱼岛隆起

这是中新世弧后扩张从琉球岛弧上分裂出来的隆起，具有与琉球-台湾岛弧相似的基底，早中新世之后发育海相沉积层（五岛群），同时发育有中新世早中期花岗岩和中新世晚期熔结

凝灰岩，上新世之后处于隆升状态。

4. 冲绳海槽与琉球岛弧

冲绳海槽是由于菲律宾板块向欧亚板块之下俯冲所形成的弧后盆地，尚未见因扩张而形成的洋壳。海槽地壳的分裂自北向南发展，南部是在更新世早期、中期地壳分裂而成，至今仍在扩张之中；槽底发现大规模热液活动，热流值达 117.52mW/m^2，可与太平洋中脊和红海相比；海槽中多火山与地震活动，近百年来 Ms≥5 的地震 100 余次。

琉球岛弧实际上是因冲绳海槽拉张而从欧亚板块上分裂出去的一个隆起带，其岩石圈厚度与东海陆架类似，它的东斜坡仍是东海大陆架的东部陆坡。内弧（吐噶喇-琉球火山岛弧）多火山活动，奄美拗陷、岛尻拗陷等弧前盆地被 6000m 厚的上新世-第四纪火山碎屑物充填。岛弧亦是一个强烈地震带，近百年来琉球岛弧仅 7 级以上地震就达 10 余次，南延的台湾岛弧上亦是地震频繁，1900～1980 年就发生过两次 8 级地震，32 次 7 级以上地震，1999 年的台中大地震强度（7.8 级）和破坏性更是举世震惊。

11.5.3 北黄海盆地

北黄海盆地是在中朝板块东部胶辽地块-朝鲜地块上发育的一个中-新生代沉积盆地，盆地的基底为古生界台地相沉积和前寒武纪变质岩，盆地相地层为上侏罗统-下白垩统、始新统-渐新统和新近系。盆内断裂构造十分发育，以东西-北东向为主，将盆地分割为东部拗陷、中部拗陷、西部拗陷、南部拗陷及中央隆起、中西部隆起六个次一级构造单元（图 10-13)。拗陷内发育湖相、三角洲相中新生界，下侏罗统暗色泥岩是北黄海主要烃源岩，朝鲜与澳大利亚合作已在北黄海东段的中生界中钻遇工业油气流，始新统-渐新统沉积也有一定的油气远景。

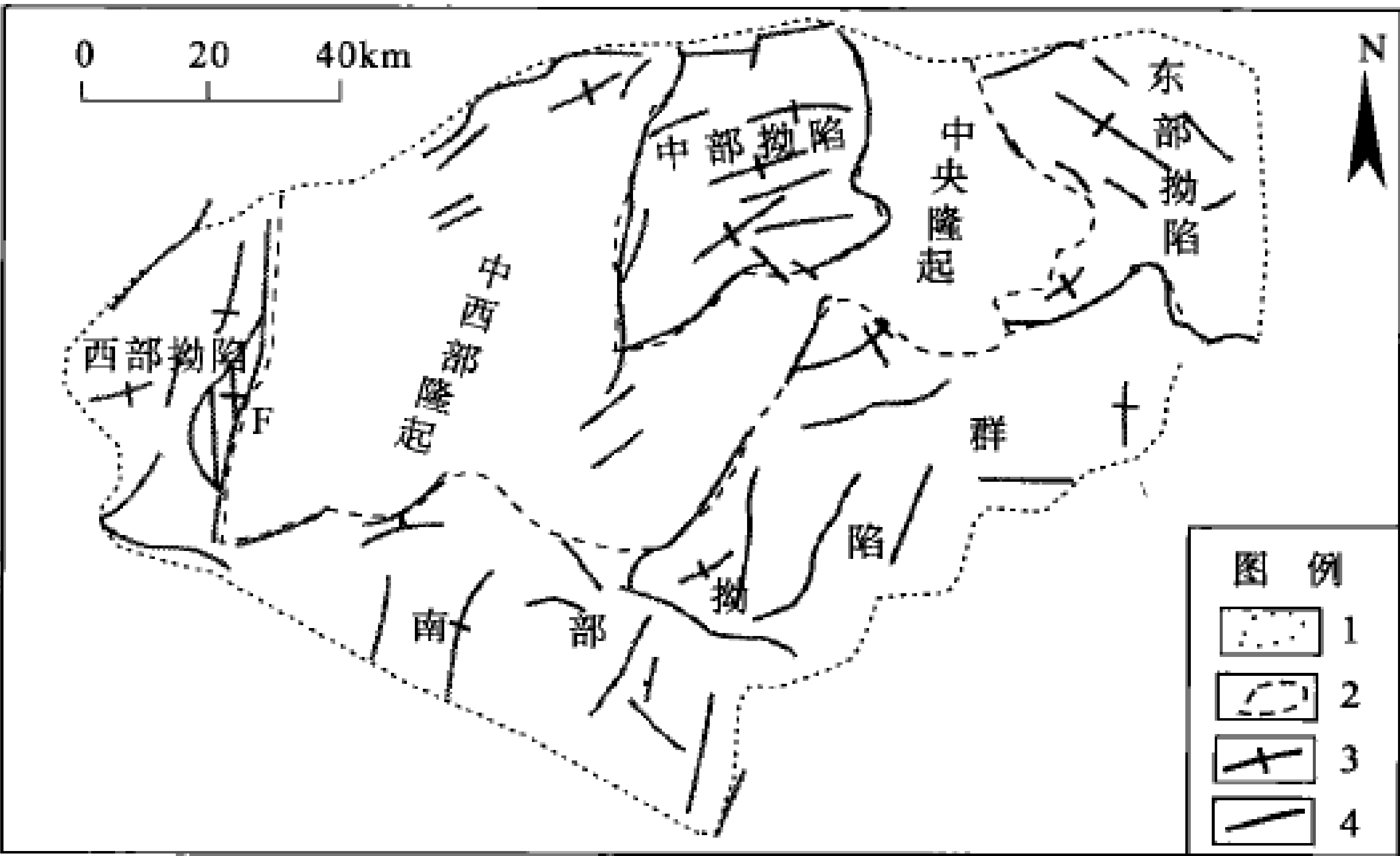


图 11-13 北黄海盆地构造纲要图

（李文勇，2007）

1. 盆地边界；2. 二级构造单元边界；3. 背斜；4. 断层

北黄海历经下列五个演化阶段：①晚侏罗世-早白垩世伸展断陷阶段，由一系列 EW-NE 向的张性正断层所引起，断面北西倾，沿断裂有岩浆侵入或喷发；②晚白垩世-古新世热隆阶段，因地幔上隆引起北黄海整体抬升遭受剥蚀；③始新世-渐新世裂陷阶段，沿 NNE 方向拉张断陷，并具右旋扭动特征，形成半地堑、半地垒式构造；④渐新世末-新近纪早期构造反转阶

段，区域构造应力场发生反转，由早期的张扭性变为压扭性，由拉张断陷变为挤压隆升，形成两类正反转构造，一是沿原正层断面反转，地层逆冲而发生褶皱变形，一是新形成次一级逆冲断裂，使整个地堑上隆；⑤新近纪拗陷阶段，盆地整体下沉。

11.5.4 南黄海盆地

南黄海盆地属于下扬子-南黄海-京畿构造带的古近-新近纪下沉部分（见 7.1.3 节，图 7-7）。过去认为南黄海-京畿地区缺失上奥陶统-志留系，普遍缺失泥盆系中下统，三叠系的海陆交互相沉积均发育不全，侏罗纪至古近-新近纪均为以陆相为主的红色碎屑岩盆地，夹中基性火山岩、煤及膏盐层。缺下白垩统，晚白垩世开始断陷下沉，古近-新近纪、第四纪沉积中均夹有海相层（如 E_1^{2+3}-E_2^{2+3} 阜宁群二段、四段，南部拗陷和北部拗陷的下盐城组 N_1^{2+3} 和上盐城组 N_2^{2+3}），第四系东台群为海陆交互相-海相沉积。其中北部拗陷的上白垩统泰州组半深湖沉积为中-好烃源岩，南部拗陷的阜宁群亦含有湖相烃源岩。

据近年钻探和地震勘探资料（图 11-14），按照岩石密度、层速度和反射系数计算，南黄海各构造层的岩性为：N. 松散碎屑岩；E. 碎屑岩；K-J. 碎屑岩；T. 灰岩；P. 上部碎屑岩与煤系地层，下部碳酸盐岩；C. 碳酸盐岩；D. 砂岩、灰岩；S. 泥岩为主；O. 碳酸盐岩；Є—碳酸盐岩为主夹碎屑岩。另据钻探和化学分析证实，古近系、中生界和古生界为三套主力生油岩系。平面上自北向南可划分为：鲁苏-千里岩隆起、北部拗陷、中部隆起、南部拗陷和勿南沙隆起（图 11-15）。前新生界地震资料品质差，长期以来影响着该区勘探工作的深入。

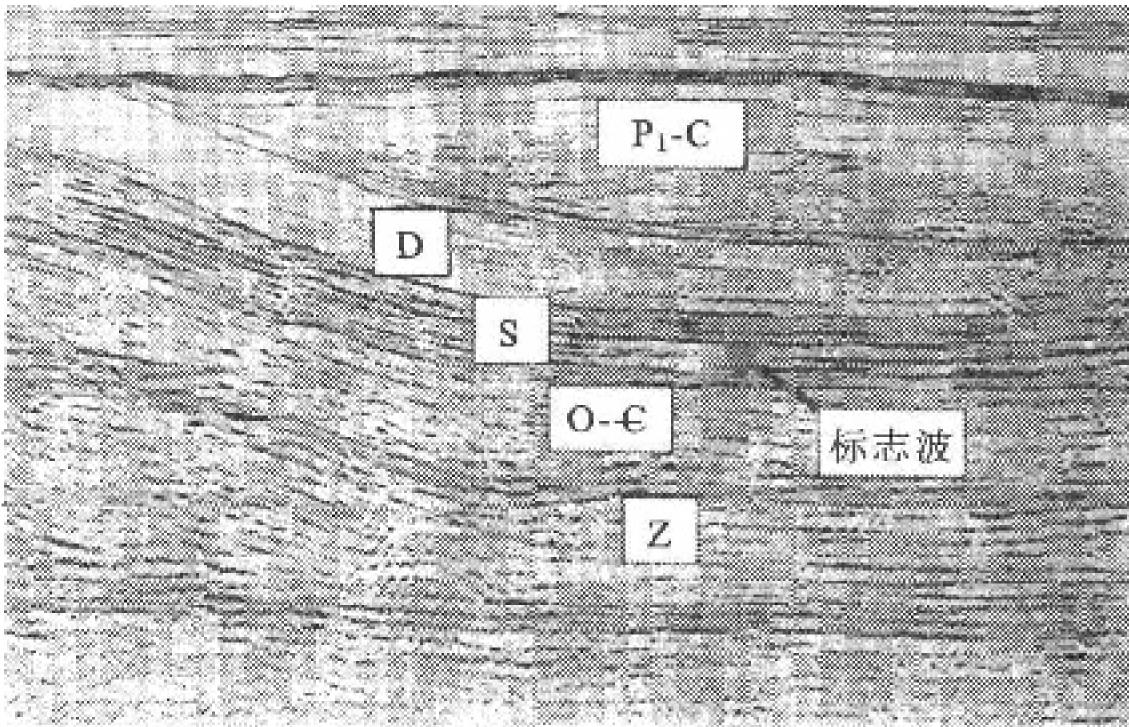


图 11-14　中部隆起 2007 年地震勘探成果图
（吴志强等，2008）

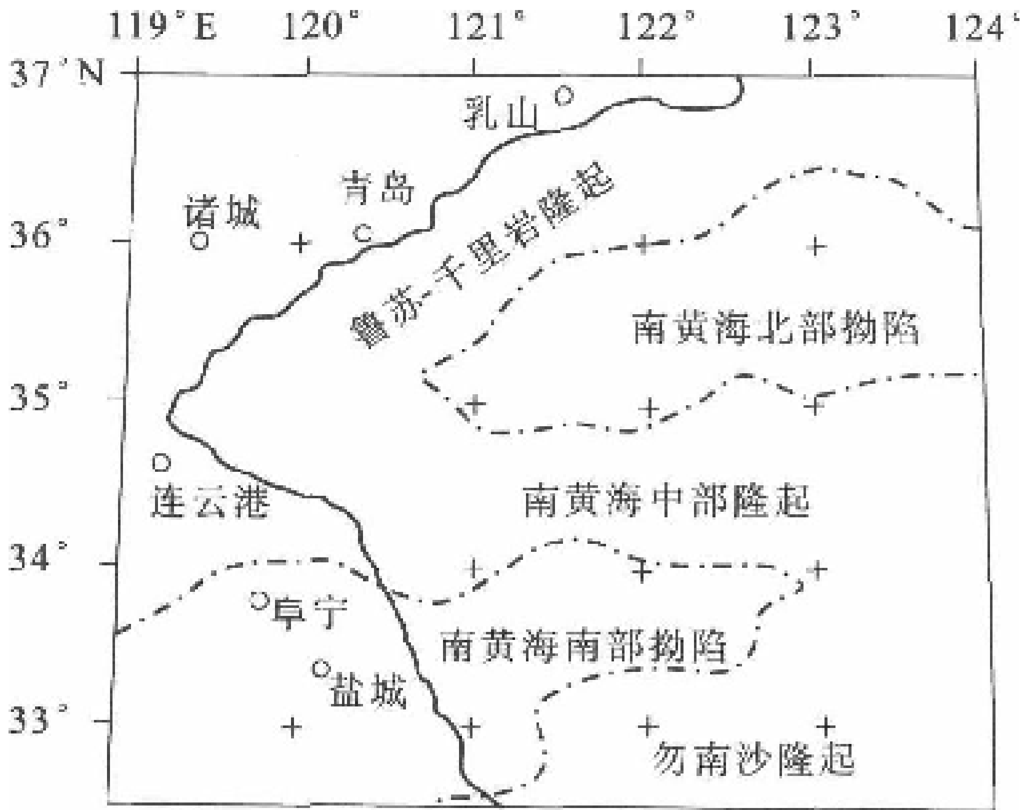


图 11-15　南黄海构造区划略图

11.6　马里亚纳-菲律宾岛弧

这是一个围绕菲律宾板块东、西两侧展布的两列沟弧盆体系：东侧的马里亚纳沟弧系组成复杂，具双弧构造，外侧为非火山弧（位于弧前地区），内侧有两列火山弧（马里亚纳海脊和西马里亚纳海脊）；弧后盆地有两个扩张轴（马里亚纳海槽和帕里西维拉裂谷）；盆地内侧有一个残余岛弧（九州-帛琉海脊）。这些都是我们研究陆内板块构造的重要参照，因残余岛弧的存

在而认为弧后盆地是火山岛弧分裂所致更需引起重视。

吕宋岛弧（或称菲律宾岛弧）夹在两条海沟之间，东缘的马德雷带是一条前渐新世消减杂岩带；西缘的三描礼士消减杂岩形成于前始新世。但也有人主张吕宋岛弧是新生代期间许多分散陆块间多次碰撞拼合而成。

夹在两列沟弧系间的西菲律宾海盆地的最大特点是：深度大，平均深 5.5km，比太平洋和大西洋深 1km；地壳和岩石圈厚度异常薄，地壳厚 4～6km，岩石圈可薄到 30km；盆地地形相当平缓，沉积层厚仅 75～150m（洋底沉积一般厚 2000m），钻探证实年龄为始新世。上述特征反映，很可能这是一个随着洋内火山弧的生长而新形成的洋盆。

11.6.1 马里亚纳沟弧系

自东而西由下列构造带组成：

1. 马里亚纳海沟

在平面图中（图 11-16），海沟、岛弧呈新月状环绕在菲律宾海盆的东部边缘，海沟中部深约 8km，往南是地球上深度超过 11km 的最低点。底宽 0.5～2km，海底平坦，上叠一些沉积厚度一般不到 360m 的小盆地。海沟的内坡在水深 5000～5500m 处的坡度为 10°～15°，但在较深的坡翼，局部以几乎垂直的悬崖为特征。根据拖网取得的岩样，底部是超镁铁岩和辉长岩，往上为辉绿岩和枕状熔岩，顶部为火山碎屑沉积物。

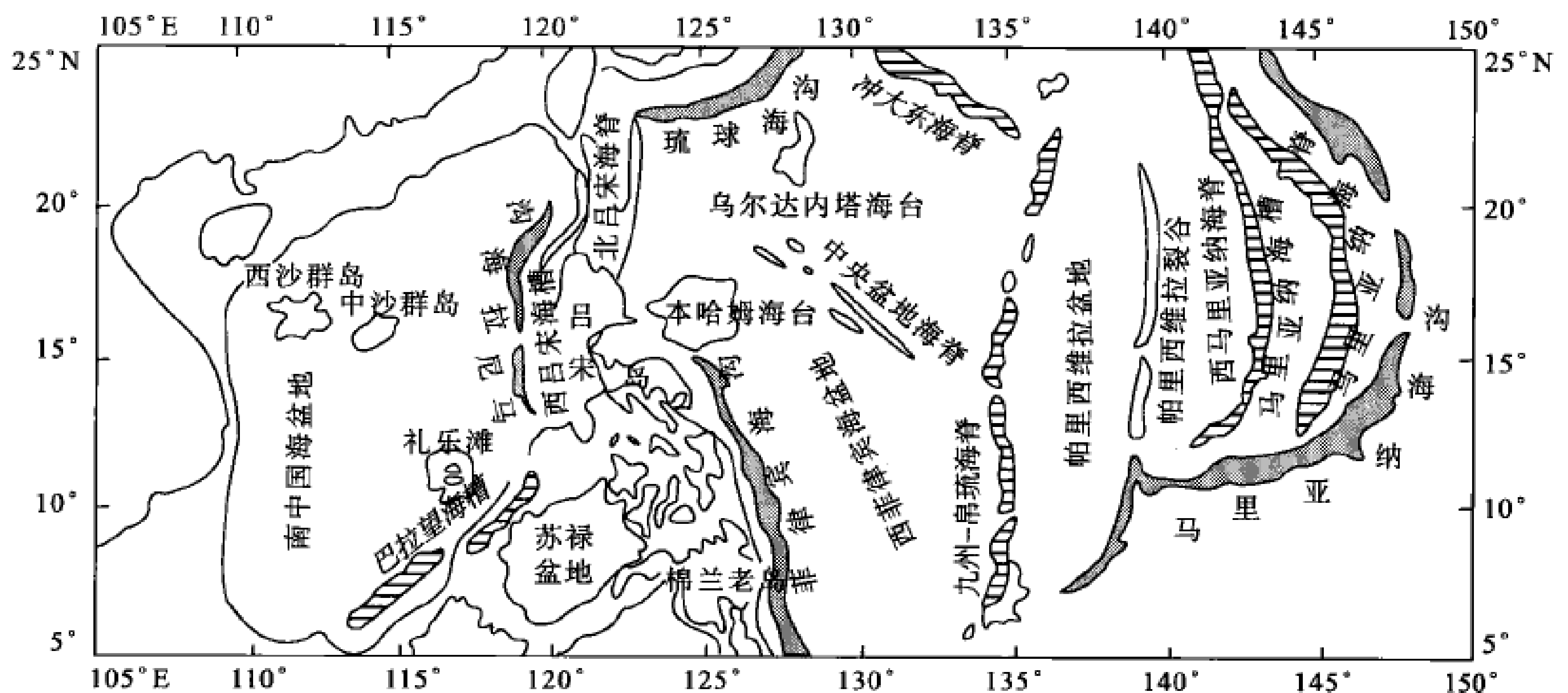


图 11-16　菲律宾海和南中国海地形特征略图

（乔马斯和巴伯，1981）

2. 弧前区域

马里亚纳群岛下面的贝尼奥夫带向下延伸达 700km，在 100km 以下变得相当陡，根据 Isacks 和 Barazang（1977）的意见，在东纬 15°附近，贝尼奥夫带发生反转，从而导致马里亚纳群岛的地震活动比汤加等地区弱得多，并且一般缺乏大而浅的冲断型地震。

弧前区之下的地震速度是低的，一些深海钻探井表明，新生代沉积物、白垩纪浊积岩不整合地覆盖在与岛弧有关的火山岩基底上；另一个特点是有两座高出周围海底1000～2000m的海山，它们分别距海沟轴30km和60km，位于现在还在活动的火山群岛以东140km处。

3. 马里亚纳海脊

这条海脊为一排岛屿，由始新世和中新世火山岩以及新近纪末的石灰岩组成，脊峰与火山链之间相距25～35km。

4. 马里亚纳海槽

马里亚纳海槽是一个正在扩张的边缘盆地，该盆地的两侧以边界断层为界，宽度在北端接近零，中部为250km。被4～5km厚的年轻洋盆沉积物充填，高热流的中央带已记录到高于5HFU的异常热流值，还发现有洋壳和沉积物的地球化学蚀变现象。

5. 西马里亚纳海脊

西马里亚纳海脊的形状与马里亚纳海脊一样是非常不对称的，东边是一陡峭的面向东的悬崖，而西边是平缓的斜坡。该海脊直至晚中新世（11Ma）一直有火山活动，该海脊被上新世和第四纪有孔虫超微化石软泥所覆盖，下伏地层是晚中新世海底火山岩，这些钙碱性火山岩中含有由低温热液活动造成的硫化物和自然铜矿。

6. 帕里西维拉盆地

类似于马里亚纳海槽，Karig（1981）因此推测，它是由沿着中心轴地区的弧内扩张作用形成的。该盆地的平均深度为5000m，比马里亚纳海槽深约1000m。地形起伏高达1～2km，西部沉积厚度为50～100m。许多不连续的海渊分隔着帕里西维拉盆地，它们被称作帕里西维拉裂谷，裂谷的断错、V形洼地以及毗邻裂谷的高1000m的海脊和海山等都表明，与大洋中所看到的扩张脊的特征相似。这种裂谷宽为20～30km，在局部地区有深度超过7km的分叉海槽，它有可能是已经停止活动的扩张中心，但也有可能是在扩张作用停止以后形成的。

低幅度磁条带与帕里西维拉裂谷正西的一条磁条带对称分布（Mrozowski and Hayes，1979），它们表明帕里西维拉盆地中海底扩张的年代在距今30～18Ma或17Ma。整个盆地的平均热流约为2.1HFU。拖网岩石取样和深海钻探取样的结果表明，盆地中存在典型的大洋玄武岩、枕状熔岩、辉绿岩、辉长岩和橄榄岩。根据磁条带得出的该盆地的年代（晚渐新世-早中新世）与深海钻探的结果相符。

7. 九州-帛琉海脊

这是一条较老的残余火山弧，在中渐新世之前，它一直是活动的，其基性玄武岩的放射性年龄测定为34Ma（Sutter and Snee，1978）。

11.6.2 西菲律宾海盆地

西菲律宾海盆地位于九州-帛琉海脊以西，是组成菲律宾板块的四个盆地中最大的一个盆地。盆地一般很深，超过5.5km，在较深的地方地势相当平缓，中央海脊将盆地分成南北两

部分。中央海脊的总走向为 NW55°，显然不同于菲律宾海东部（帕里西维拉盆地）总的南北走向。盆地内的沉积物较薄，一般为 75～150m，为远洋沉积。例外的是沿着盆地的东缘和北缘，有火山碎屑裙位于九州-帛琉海脊和冲大东海脊侧面，厚达几千米。另外两个较厚的沉积区是本哈姆海台（厚约 500m）和吕宋东北部（厚达 1km）。与一些大型洋盆的洋壳相比，西菲律宾盆地的地壳格外地薄，由于层 2 薄（不到 500m），使层 3 更接近地表；地幔位于海底下 4～6km 深处。重力值一般约为 10mGal，盆地的许多地方岩石圈可薄到约 30km，整个盆地的热流值是变化不定的，平均为 1.44HFU。曾一度认为盆地形成于晚侏罗世-早白垩世，但深海钻探在该盆地中发现的最老沉积物的年代为始新世（Ingle et al.，1975），冲大东海脊的地壳也获得了同样的始新世年代。

其平均深度比同时代的太平洋和大西洋深 1km 左右，这可以用盆地之下的地壳异常薄来解释，但是关于地壳为什么这样薄的原因至今仍是争论焦点。究竟是由于扩张过程中的差异所致，还是原来捕留的洋壳，目前仍是尚未解决的问题。

1. 本哈姆海台

它是一个由拉斑玄武岩组成的小型板块内隆起，渐新世初期位于很浅的水深处，顶部现已下降到 3km 深度上，被 300～400m 厚的远洋沉积物所覆盖。

2. 菲律宾海沟

它在棉兰老岛岸外深度超过 9km，而在吕宋近海则较浅（5km）。在北纬 15°附近有一条东西向左旋走向滑动断层，把菲律宾海沟的南部深渊与吕宋以东的浅部海槽连接了起来。吕宋以东的浅海沟据推测是一条初生海沟，沿此海沟的消减作用是在第四纪开始的。菲律宾海沟深渊部分的地震活动一般为浅于 20km 的浅源地震，沉积加积楔形体的缺失也反映出它是十分年轻的。吕宋以东的地震活动浅于 100km，并显示是冲断型震源机制（Fitch，1972；Setno and Karita，1978）。

3. 北吕宋海脊

这是吕宋岛以北亚洲板块和菲律宾海板块间分界的复杂海脊区，沿海脊东缘有一些活火山，故该海脊被认为是古近纪-新近纪期间西菲律宾海地壳与南中国海地壳两者消减作用有关的岛弧。

11.6.3 吕宋岛弧

吕宋岛弧从东到西横穿吕宋，有三条南北向山脉和两个山间盆地，即马德雷山脉、卡加延河谷盆地、中科迪勒拉山脉、吕宋中央河谷盆地和三描礼士山脉（图 11-17）。上新世到现代的活火山大致与西海岸外的马尼拉海沟平行并与之有关，它们从三描礼士山脉北部穿过卡加延河谷盆地到马德雷山脉的北端，斜切了吕宋岛的较老构造单元，然后沿北吕宋海脊继续向岸外延伸。

吕宋岛夹在两条海沟之间，东缘的马德雷带是一条古近纪（前渐新世）消减杂岩带；西缘的三描礼士消减杂岩因被始新统阿克西特罗组远洋沉积覆盖，推测其形成于前始新世；中科迪勒拉山脉为中新世以来的火山带，位于东侧卡加延河谷盆地（E_3-Q_1）和西侧中吕宋盆地（N_1-Q_1）之间。由于研究程度较差，目前这些构造带的成因联系还存在较大疑义，故有人主

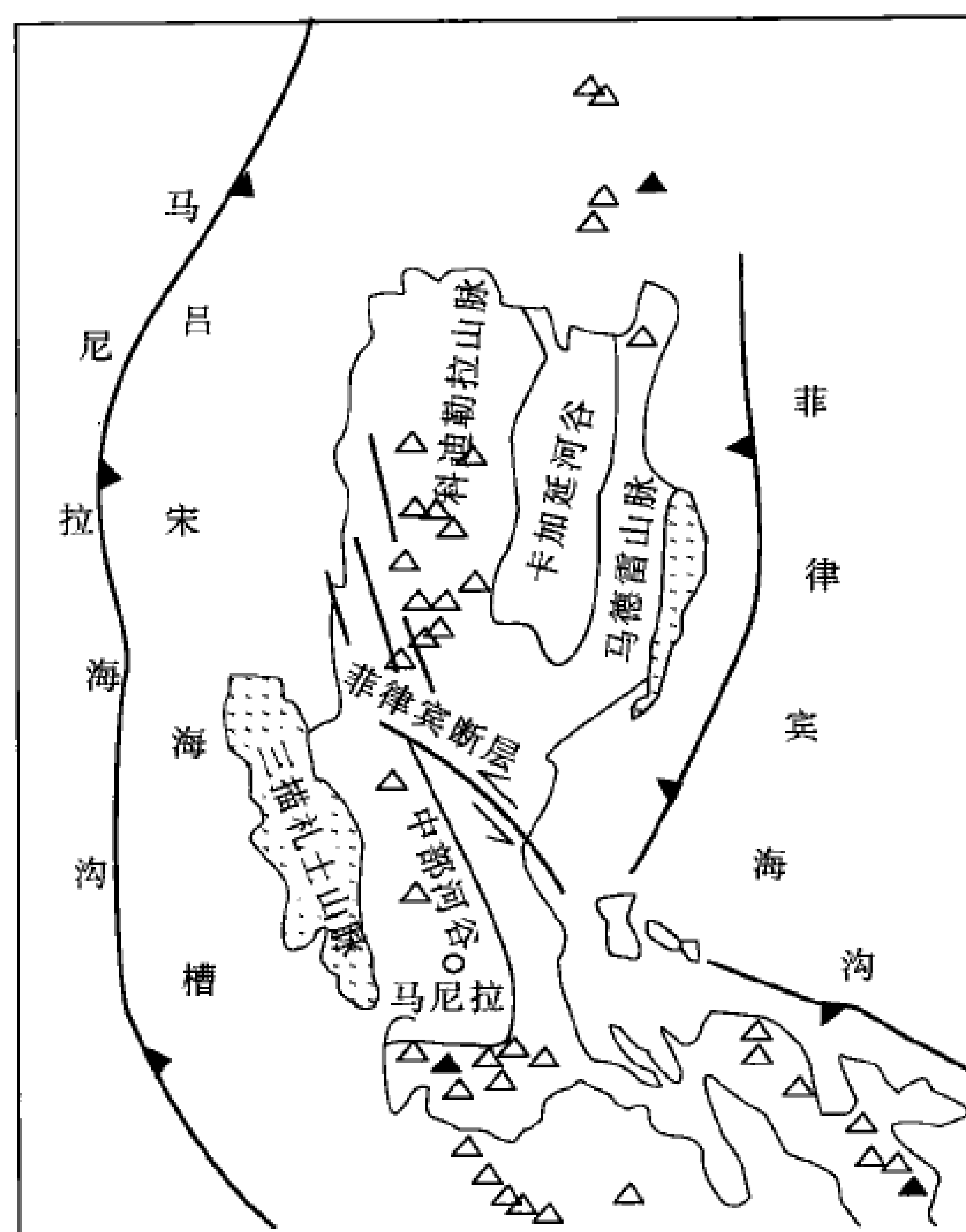


图 11-17　吕宋岛自然地理区划和上新世-近代火山分布
（图中实心三角为活火山，空心三角为死火山）

张是由于新生代期间许多分散陆块间多次碰撞拼合而成。由于东西两侧的蛇绿岩时代相近，大致与西菲律宾洋的形成时代（始新世）吻合，推测它们都是始新世开始菲律宾板块向西连续俯冲过程中形成的，后来俯冲带后退形成东西两条岛弧带，卡加延河谷-中吕宋盆地为弧间分裂盆地，中科迪勒拉火山带相当于盆中裂谷带的位置。吕宋岛东侧的毕乌夫带在第四纪的活动，使西侧马尼拉消减带从上新世以来在弧间盆地中形成巨厚的火山沉积和叠加其上的现代火山岛链。

1. 马德雷山脉

该山脉是由晚古生代和古近纪海相沉积组成的向东凸出的弧形带，前渐新世沉积物受到不同程度的变质，山脉中存在着由燧石岩、页岩、蛇绿岩和岛弧火山岩组成的强烈变形的混杂岩，推测这是一个古近纪消减带。太平洋一侧的超镁铁岩带与西面的白垩纪-古近纪变质沉积岩和火山岩之间被一条向西倾斜的冲断层分隔开来。

2. 卡加延河谷盆地

盆地充填的主要是渐新世-更新世浅海相碎屑沉积物，厚度为 7500～10000m，最老的岩石由渐新世凝灰质砂岩、粉砂岩和集块凝灰岩组成，它们覆盖在变质的火成岩和沉积岩基底之上。晚渐新世-早中新世沉积了致密的浅水相灰岩，随后盆地中部下沉并加深，在盆地两侧沉积了诸如砂岩和礁灰岩组合的边缘相，而在盆地中部则沉积了厚的海相页岩和浊积岩。更新世至现代的物质由陆相砂、粉砂、砾石和火成碎屑物组成。整个剖面上火山来源物质在新近纪粗

碎屑沉积物中占了很大比例。

盆地的构造走向一般呈 SN 向，东部具有强烈不对称的褶皱，盆地北部边缘被 NE 走向的地垒断块所破坏。油气显示表明该盆地是一个潜在的烃源区。

3. 中科迪勒拉山脉

山脉由片岩、火山岩及包括灰岩的沉积岩组成，这些岩石被岩基和岩颈所侵入，其中闪长岩侵入体含有斑岩铜矿床。整个岩石组合表明，至少从中新世或可能从古近纪以来就存在着一个火山-深成岩弧。由于受菲律宾断裂带左旋位移的影响，中科迪勒拉山脉的地质情况变得很复杂，目前尚不清楚哪个消减方向与该山脉古近纪-新近纪火山活动有关，也许它只是一条弧后盆地中的裂谷带。

4. 吕宋中部河谷盆地

盆地中充填了厚达 6000m 的中新世-更新世火山碎屑岩和碳酸盐岩，覆盖在古近纪火山岩和变质沉积岩基底之上，整个层序被中新世和更年轻的中性到酸性火成岩体侵入。盆地的侧翼为礁灰岩、火山侵入体和由粗碎屑岩组成的盆地边缘相岩石，盆地中部为火成碎屑浊积岩、泥灰岩和少量的海底熔岩。

含有颗石藻和有孔虫的始新世-渐新世凝灰质灰岩层（阿克西特罗组）是盆地西侧的基底单元，阿克西特罗组与三描礼士蛇绿岩层顶部的枕状熔岩和玄武角砾岩呈沉积接触，并且愈向上碎屑越多。盆地西侧的阿克西特罗组的上覆层是中新世陆源浊积岩及有关的莫里奥涅斯组、马林塔组和打拉组沉积岩。最下部的下-中中新统莫里奥涅斯组在一些地方与阿克西特罗组呈不整合接触。推测在早中新世-晚中新世有一次沉降，接着是抬升和侵蚀，然后在上新世-更新世期间发生了第二次海侵旋回。Ingle（1975）估计在早中新世期间水深约为 1000m，在中中新世-晚中新世初为 1500～2000m，晚中新世末-上新世期间再次变浅。

盆地不对称，东侧较陡，轴部偏向东侧。有几个大型背斜，伴有 NNW 向的褶皱，这些褶皱都不对称地偏向西。

5. 三描礼士山脉

该山脉由一个大型的蛇绿岩岩体组成，在山脉西侧沿南中国海被上新世-近代沉积所覆盖，在东侧被始新统阿克西特罗组的远洋沉积所覆盖。蛇绿岩全由枕状熔岩、粗玄岩、辉长岩（席状岩墙和堆积岩）、少量辉石岩、纯橄榄岩和方辉橄榄岩组成。枕状熔岩沿山脉东缘分布，它们表现为简单的向东倾斜的板片。然而，内部构造很复杂，剪切作用以及晚新生代侵入作用更使其复杂化。三描礼士蛇绿岩含有重要的铬、钴和镍矿，已被广泛开采。

三描礼士蛇绿岩可能是在现代活动岛弧内发现的唯一的一个蛇绿岩体，Hawkins 和 Batiza（1977）根据钻探所获得的资料分析，枕状熔岩下伏为岛弧系列岩石，他们指出，三描礼士蛇绿岩来自东面，构成弧后盆地的一部分，它是由弧后冲断作用推置到火山弧上的。

6. 马尼拉海沟和吕宋海槽

吕宋西缘分布着 3000m 深的西吕宋海槽和 5000m 深的马尼拉海沟（图 11-17），两条沟槽之间隔着一条海脊。这两条海槽向吕宋以北延伸，远至台湾，向南海沟延伸到民都洛海峡，而西吕宋海槽延伸到卢邦群岛，在那里它们构成了一条新近纪（上新世？～近代）的活动消减海

沟和一个弧前盆地，分隔它们的海脊被认为是由消减作用产生的加积楔形体。海沟北部的沉积物厚度同在南中国海盆中的一样，从台湾向南变薄，表明沉积物来源于北面，管事滩有效地阻挡了向马尼拉海沟南部供给的沉积物。

已证实洋壳基底和Moho面向下倾斜到海沟之下，马尼拉海沟和吕宋海槽之间的海脊上为负自由空气重力异常，据推测是由于低密度沉积物之下消减岩石圈的沉降所引起的。在吕宋以北，此海脊抬升到北吕宋火山海脊的水平面之上，但这里仍存在着负自由空气重力异常，这种情况被认为是由于上新世板块碰撞造成的。马尼拉海沟和吕宋海槽之间的加积海脊向南变狭窄，褶皱构造的强度向南减小，都证明与南中国海盆地自马尼拉海沟变为活动消减带以来呈剪切式闭合，指示菲律宾海板块相对于亚洲板块朝西北方向运动。

11.7 南中国海盆地

11.7.1 概述

（1）南海盆地介于印支半岛与菲律宾岛弧之间，水深为3700～4400m，平均为4150m；盆地底部平缓，但被许多（20多个）海山所分割。与深水盆地相邻的北面、西面和南面都是大面积的浅水区，形成与亚洲陆架、巽他陆架、巴拉望海槽及马尼拉海沟相连的平缓倾斜陆坡。盆地的沉积盖层由北部的厚10km，到中部减薄为800m，在那里一个大致连续的东西向基底高地阻止了沉积物向北纬18°以南推进。该基底高地从北吕宋起向西延伸，经过管事滩到中沙-西沙群岛，使高地以南的沉积物很薄，中部平均厚度为500m，到南部增加到1200m，至巽它陆坡一带则是厚度超过万米的深拗陷盆地。南海盆地西缘沿越南沿海是一个狭窄的大陆架，笔直地呈南北走向并向深海陡倾，表明这是一个剪切带。

（2）南中国海盆地是一个沿北东方向扩展的新近纪洋盆，轴部地壳厚度约12km，向大陆架方向逐渐增加到30km±；北部边缘盆地热流值平均74.9mW/m²，中央海盆的热流值达89.9mW/m²，是一个不均匀扩张的具热壳冷幔特征的洋盆。盆地奠基在克拉通地块之上，已在多处钻遇元古宙花岗岩、片麻岩和下古生界岩层。南海中央盆地下部为渐新世碳酸盐岩，上部为中新世-现代深海沉积，表明南海盆地的扩张开始于渐新世，洋盆在中新世（或中渐新世）才出现。东部盆地扩张年代稍早（26～32Ma，渐新世），西南海盆稍晚（17～21Ma，早中新世）。因与菲律宾洋盆的形成时间相近，推测南中国海盆地可能是菲律宾板块向西俯冲消减而形成的弧后分裂盆地。

11.7.2 基底构造

1. 地壳结构

根据20世纪90年代中美、中日的地壳测深资料，南海Moho面具有以下特征（图11-18；龚再升等，1997）：

（1）北部Moho面等深线图呈NE向展布，从内陆架的30km向东南方向抬升，陆坡处22km，坡角处约14km，深海洋盆为12km，珠江口等盆地均处于地幔隆起处，Moho面深26～27km。

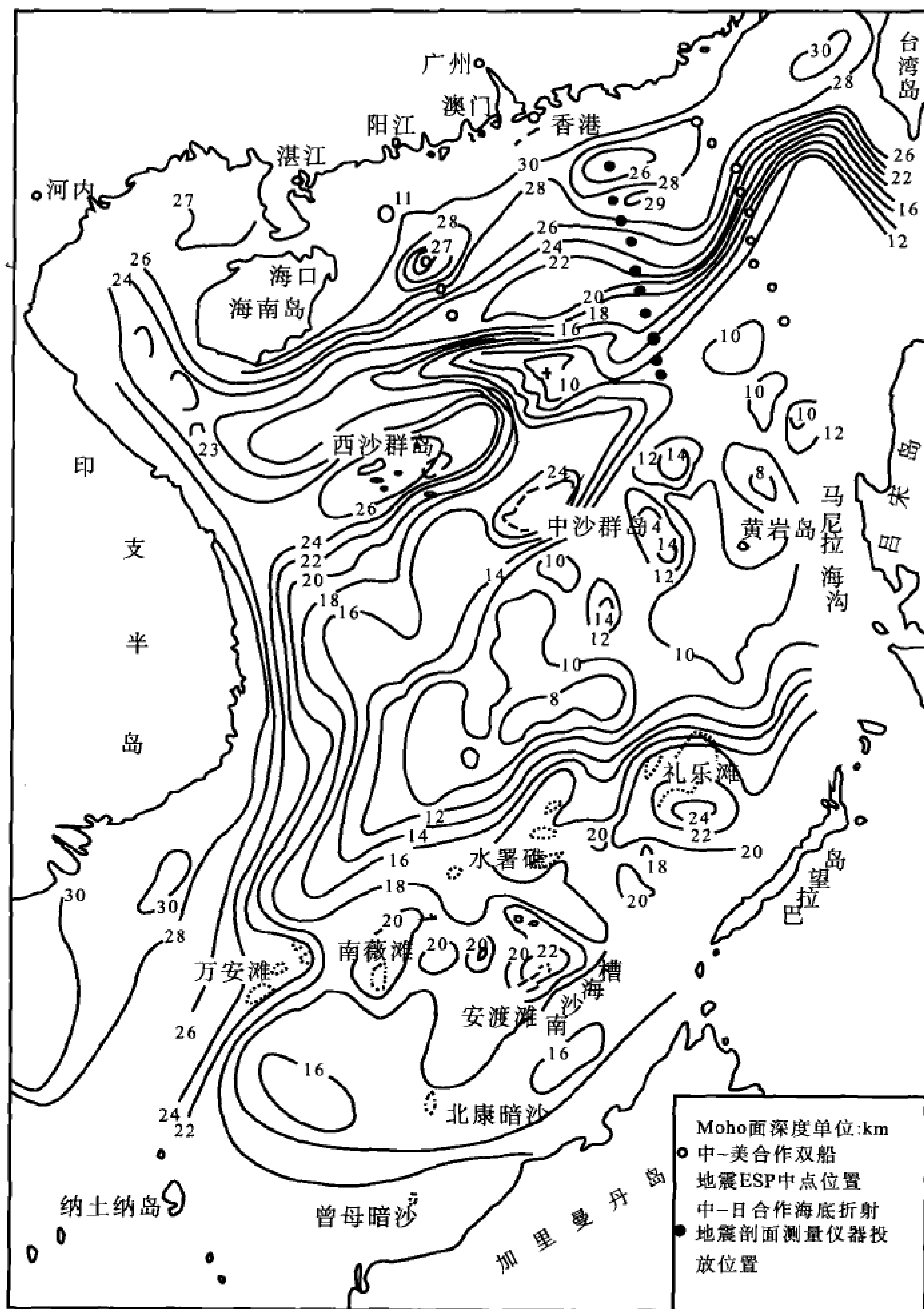


图 11-18　南海 Moho 面深度图

（原图来自苏达权，转引自夏戡原，1997）

（2）莺歌海区 Moho 面等深线呈 NW 走向，与西沙海槽相连后向南呈弧形弯曲，这也是一个地幔隆起带，Moho 面深 20～24km。

（3）西沙、南沙群岛地区 Moho 面分别位于大于 26km 和 20～24km 深处，向南至曾母暗沙与南沙海槽地区 Moho 面锐减至深 16km，后者也是一个地幔隆起区，沉积层厚度大于 10000m。

（4）南海中央海盆 Moho 面深 10～12km，海山之下为 14km。

（5）西部、北部与中央有三条明显的梯度带，均与断裂活动有关。

地壳结构极不均一，根据上、下地壳厚度比及壳内高、低速层的存在与否可将南海地壳划分为下列六种类型（图 11-19）：正常型陆壳，地壳厚 30km，上地壳与下地壳厚度接近，壳内存在低速层，局部出现下地壳高速层，这是邻近大陆和纳土纳岛西南马来海盆的地壳特征；减薄型陆壳，地壳厚 20～27km，上地壳明显减薄（约占总厚度的 1/3），壳内未见低速层，下地壳高速层普遍存在，陆缘海和中沙、南沙海盆均属这类地壳；异常地幔型，地壳厚 16～18km，上地壳厚仅 3km±，壳内未见低速层，下地壳高速层不详，它们都是深拗陷盆地发育

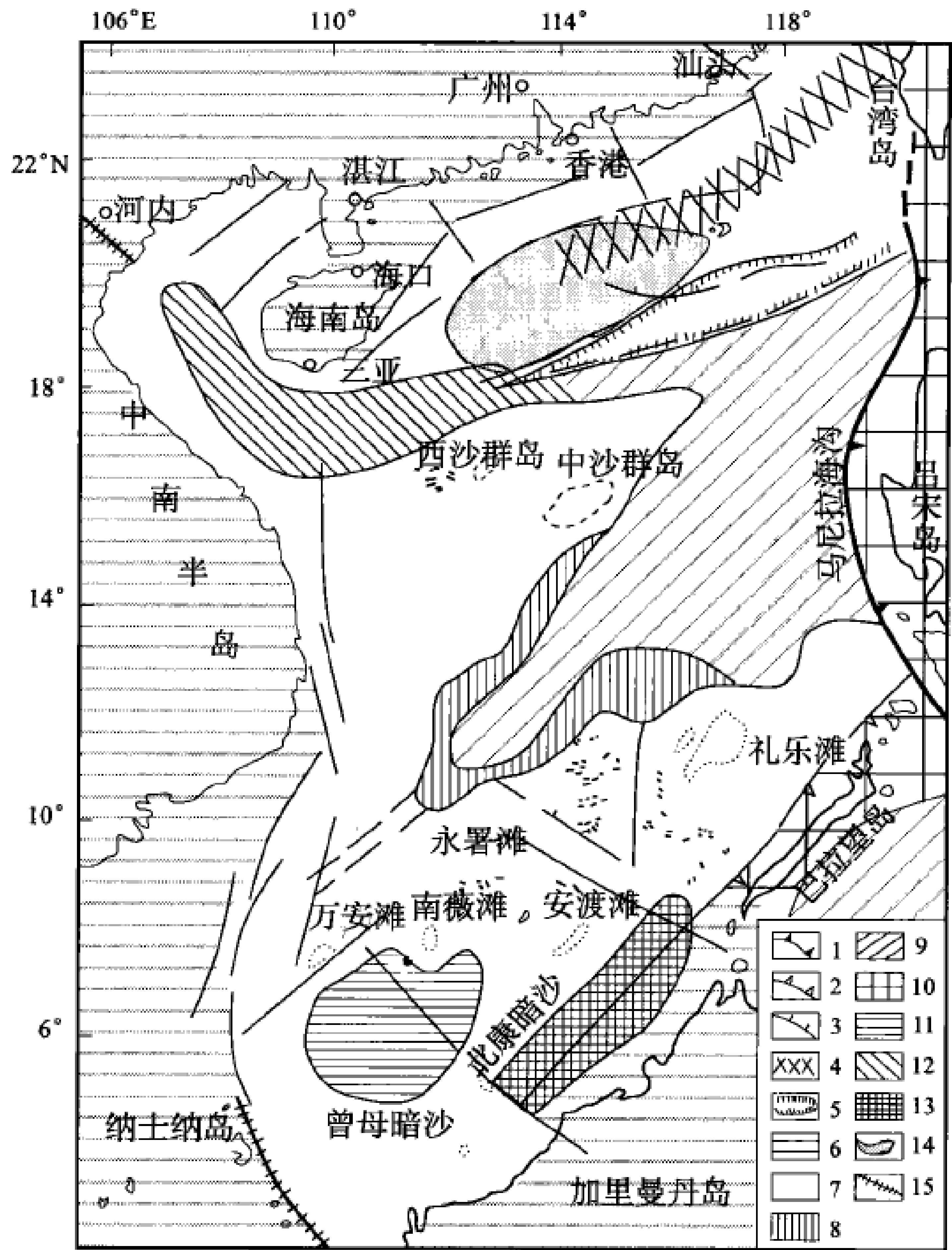


图 11-19 南海地壳类型分布图

（据夏戡原，1997，有修改）

1. 活动消减带；2. 推覆构造带；3. 地壳断裂；4. 高磁异常带；5. 磁寂区；6. 正常陆壳；7. 减薄陆壳；8. 残留古洋壳；9. 现代洋壳；10. 岛弧型地壳；11. 热地幔型陆壳；12. 地幔隆起带；13. 冷地幔型地壳；14. 下地壳高速层分布区；15. 古缝合带

区，沉积层厚大于10 000m，其中莺歌海、西沙与曾母暗沙盆地是热流值高异常区，南海海槽为低热流值异常区；岛弧型地壳，指台湾-菲律宾岛弧带；残留古洋壳，地壳厚8～9km，无“花岗质”地壳，基底上有变形的古近系或更老地层；现代洋壳，地壳厚8～9km，基底之上只有水平状新近系-第四系沉积。南海中央盆地中存在着不同方向的条带状磁异常，它们是不同时代洋盆扩张的证据。磁异常指示其扩张轴方向为NE-NEE向，东部盆地扩张年代稍早（26～32Ma，渐新世），西南海盆稍晚（17～21Ma，早中新世），海盆北部的磁寂带应属异常洋壳。

南海北部边缘盆地热流值为60～80mW/m^2，平均为74.9mW/m^2，中央海盆的热流值达为89.9mW/m^2。

2. 前新生代基底与新生界沉积

已有的钻探或拖网资料指出南海地壳是一个正在分裂的克拉通地块。内陆架基底与相邻大陆类似，珠江口以东有两口井钻遇深变质岩和白垩系浅海碎屑岩、花岗岩；以西有20多口井钻遇古生界变质岩（如莺1井钻遇中寒武统变质砂岩、白云岩）、上古生界灰岩（泥盆-石炭系）、中生代花岗岩及白垩系红层；西永1井在井深1251m处钻遇花岗片麻岩和黑云二长片麻岩，年龄为1450Ma、627Ma；南沙东北海区拖网取样采获上三叠-下侏罗统浅海含煤岩系，钻井中钻遇上侏罗-下白垩统滨浅海相碎屑岩、灰岩和深海页岩；南海南部万安区和巽他陆架上部见到大量花岗岩、花岗闪长岩和变沉积岩，时代以白垩纪为主，其次为中晚侏罗世。故推测南海陆块以前寒武系为基底，至少晚古生代沉积具盖层性质，中生代岩浆活动强烈。

地震反射资料根据两个不整合面（T_9和T_7）把南海沉积层划分为三层：①下构造层为中生界，包括上侏罗-下白垩统滨浅海含煤碎屑岩或半深海相页岩；上三叠-下侏罗统三角洲-浅海相砂泥岩和中三叠统硅质页岩。②中构造层为古新-渐新统（可能有上白垩统），北部为陆相，南部为海相，海侵由南向北扩展；礼乐滩附近下层（古新统）为三角洲-河流相碎屑岩，上层（始新统-渐新统）以半深海页岩为主；北部陆缘区（上白垩统-渐新统）为河流相-湖相碎屑岩沉积；洋壳区未见中构造层，表明晚渐新世前无洋盆。③上构造层在不同区块时代和性质不同，北部陆缘区为海相超覆披盖层，由下而上为珠海组（E_3^3）、珠江组（N_1^1）、韩江组（N_1^2）、粤海组（N_1^3）和万山组（N_2）；中央海盆区下部为中晚渐新世碳酸盐岩，上部为中新世-现代深海沉积；南部陆缘区下部为晚始新世-早渐新世滨浅海相碎屑岩，为半地堑充填层；中部为上渐新统-下中新统台地相碳酸盐岩，厚200～600m，从礼乐滩至南沙海盆连续分布；上部为中新世-现代深海相泥质沉积和浅海生物礁沉积。

3. 断裂构造

图11-20表明，南海断裂的展布明显受特提斯构造域、太平洋构造域两大系统的控制。大致以红河断裂（⑩）及其东南延伸线为界，该线以东地区的南部以左旋NE-NEE向断裂为主（如中沙东断裂③），北部陆缘地区以北西向断裂为主（如珠江口断裂⑪）；红河断裂及其东南延伸线以西，以左旋NW向区域断裂占优势，南沙群岛一带则明显有NE向断裂的叠加。其中越东滨海断裂（①）呈南北向，南海海盆北缘断裂（④）呈近东西向，两者均具独立延伸特征，分别切过其他方向的断裂。

海盆内部的断裂以NE向和近EW向为主，构成了南海西南次海盆和东部次海盆西侧的构造框架。北东向断裂形成早，与华南大陆一起形成于燕山期；近东西向断裂形成晚，是在喜山期构造活动中心东移中形成的，它切割深，是地幔物质上涌的通道，常切割北东向断裂。

南海西南次海盆的边缘断裂均为NE-NNE（如图11-20中的②，③），属于陆缘扩张性断裂，形成于白垩纪以来的弧后扩张，沉积了浅海相晚白垩世-中渐新世地层，并伴有基性岩浆的喷溢。断裂带两侧重磁异常明显，表现为张性特征，如南沙北缘断裂（②）由四条以上的断裂组成，西北一侧布格异常值高，南东一侧布格异常值低，地貌垂直落差达2km以上。东部次海盆是沿④号断裂发育的海盆，断裂两侧地貌差异明显，北部是陆坡隆起带，南部是深海盆地，表现为张性岩石圈断裂，海盆东部发育一组近南北向断裂（如⑤、⑥、⑦、⑧），它们都是海盆南北向扩张的产物，属晚期新生断裂，可以错断东西向扩张脊。

11.7.3 构造演化

不少人主张南海盆地是欧亚大陆向东南方向蠕散伸展的结果（以Tapponier et al.，1986意见为代表），认为印支地块向东南方向滑移距离超过700km。但是，菲律宾岛弧的存在显然限制了这样的滑移距离不会很大；莺歌海与归仁-万安盆地都表明受右旋剪切活动制约。

潮汕拗陷中上古生界与古近-新近系之间存在剥蚀量达4000m的大幅度不整合，表明南海一带的地幔隆起在古近-新近纪以前（王其充，1995），故Fukao等（1992）和李思田等（1997）主张南海盆地的形成与地幔热柱活动有关，他们认为深层地幔柱及侧向地幔流活动是南中国海以及西太平洋边缘海形成的主要原因。但原始热柱是地幔中的热逸散通道，是随机分布的，当地壳在热柱之上沿一定方向运移时才表现出地面热点的线状排列，呈弧形排列且大致同时形成的东亚边缘海不大可能源于这一原因。

南海中央盆地下部为渐新世碳酸盐岩，上部为中新世-现代深海沉积，表明南海盆地的扩张开始于渐新世，洋盆在中新世（或中渐新世）才出现。这与相邻吕宋岛上加延河谷盆地与中吕宋盆地中巨厚火山岩沉积的时代大致相当，不能不认为它们受共同成因机制的制约。位于吕宋岛东缘的菲律宾海沟北段因水深小于5000m，一般认为第四纪才开始活动；岛西缘的马尼拉海沟的活动推测从上新世开始，显然这两列盆地的形成要晚于南中国海。但是吕宋岛上马德雷蛇绿混杂岩（前渐新世）和三描礼士蛇绿混杂岩（前始新世）的就位时间大致与南海扩张时间相当。三者空间上的合理配置表明，南海盆地的形成可能仍是起因于早期西菲律宾板块向西、向欧亚大陆之下的俯冲，形成菲律宾火山岛弧和南中国海弧后扩张盆地。古新世-始新世，或晚白垩世-早渐新世南海北部为陆相的河流-湖泊相沉积，南部为滨浅海沉积，属于印支与中国大陆的伸展减薄带或菲律宾岛弧的弧后被动陆缘带，从晚渐新世或中新世开始发育为弧后扩张盆地，上新世开始的南海洋壳的俯冲消减形成马尼拉-巴拉望俯冲体系。由于陆壳的不均衡扩张和下沉幅度的差异，从而形成南海热地壳、冷地幔等复杂的壳幔结构。

南海盆地的断裂布局说明（图11-20），盆地的形成不单与菲律宾板块的西向俯冲有关，也与特提斯洋沿NW方向的消减有联系，从而形成盆地西侧大量存在的NW向断裂，在两种力的共同作用下形成大致呈NE走向的南海裂谷盆地。据西南次海盆中对称分布的地磁异常条带年龄和热流年龄分析，强烈分裂时期大约在中始新世到早渐新世（35～42Ma）。多数人认为，该方向的裂谷活动与太平洋板块在白垩纪晚期的西向俯冲作用有关，同时这一时期又是印度板块与欧亚板块的碰撞时期，NE方向的裂谷活动也与碰撞诱导应力有关。自始新世（42～43Ma）起，印度次大陆最终与欧亚大陆碰撞，引起后者向东南方向的蠕散滑移，加之太平洋

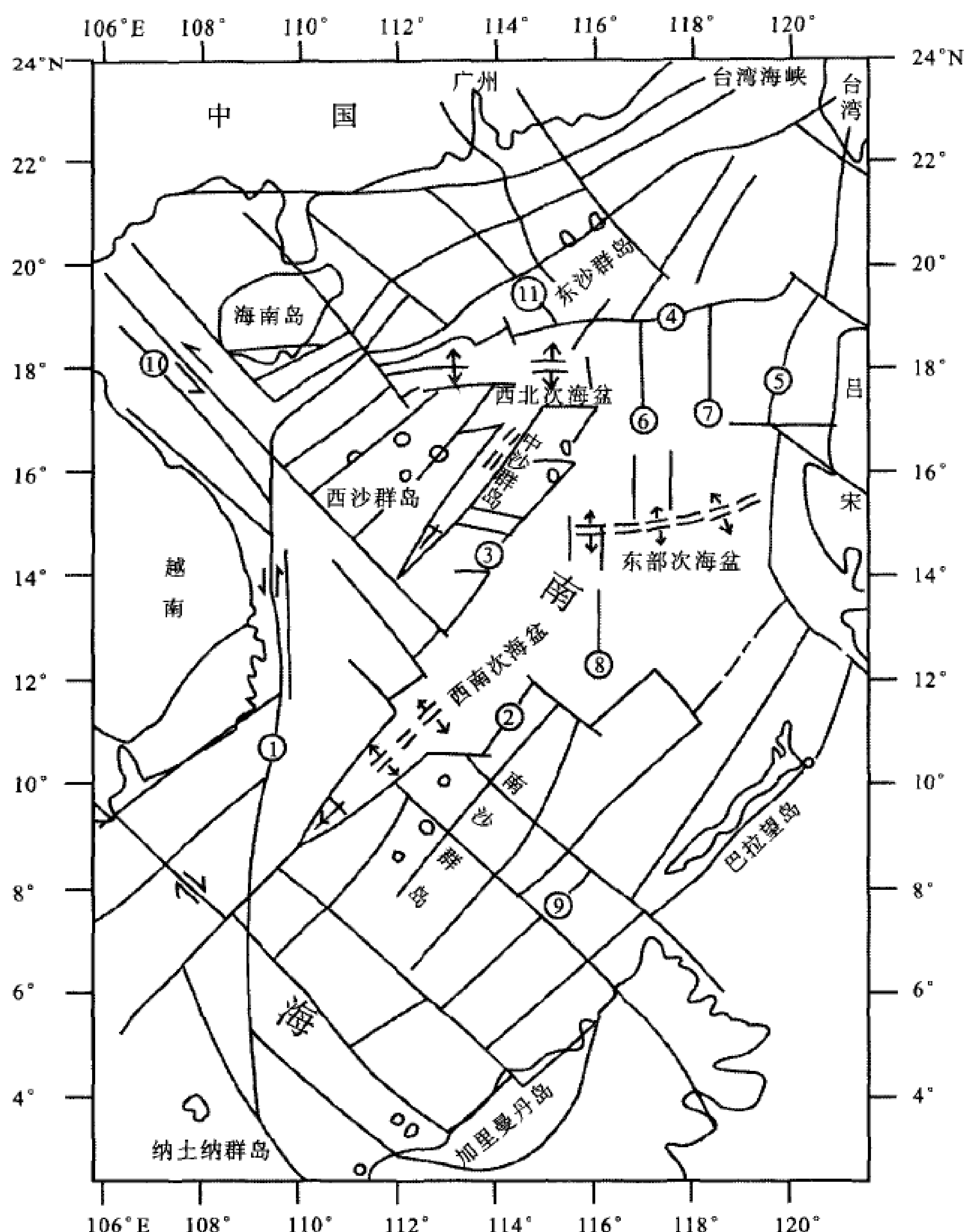


图 11-20　南海断裂构造纲要图

①越东滨海断裂；②南沙北缘断裂带；③中沙东断裂带；④南海海盆北缘断裂带；⑤马尼拉海沟断裂；⑥116°E 断裂；⑦118°E 断裂；⑧宪法暗沙西断裂；⑨南沙海槽断裂；⑩红河断裂；⑪珠盆断裂带

板块的俯冲方向这时从 NNW 改变为 NWW，诱发向南的拖曳力，两种力共同促成了南海东部次海盆地发生类似洋中脊的南北向分裂活动。

南海地区海山上的岩石样品年龄也表明海盆扩张主要在晚渐新世-早中新世，并一直延续到第四纪。北部玳瑁海山上的橄榄拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩的年龄为 13.95Ma（中中新世-晚中新世；$^{40}Ar/^{39}Ar$）；东部黄岩岛-珍贝海山上的橄榄拉斑玄武岩年龄为 9.7Ma（晚中新世）；西南次海盆与东部次海盆交界处的中南海山上的碱性玄武岩年龄为 3.5Ma（上新世）；南海北部大陆架 NE 向大规模酸性侵入岩和火山岩的年龄为古新世；南海西南部昆仑岛上大规模酸性侵入岩和火山岩的时代亦为古新世（丁伟巍等，2002）。

11.7.4 沉积盆地

南海沉积盆地的划分如图 11-21 所示，这些盆地面积都比较大，最小的也有 1～4000km²，如北部湾盆地（1.9×10³km²）、琼东南盆地（3.4×10³km²）、湄公盆地（1.4×10³km²）和西纳土纳盆地（3.4×10³km²）；中等的为 7×10³～10×10³km²，如台西南盆地（7.25×10³km²）、莺歌海盆地（7.6×10³km²）、万安盆地（8.5×10³km²）、北巴拉望盆地（6.9×10³km²）和文莱-沙巴盆地（9.4×10³km²）；超过 10×10³km² 有：珠江口盆地（16.8×10³km²）和曾母盆地（14.5×10³km²）。盆地沉积层的厚度都很大，除南海海槽盆地为 3000m、湄公盆地 6100m 和北巴拉望盆地 6000m 外，其余均在 10 000m 左右，最厚的莺歌海盆地为 16 000m。

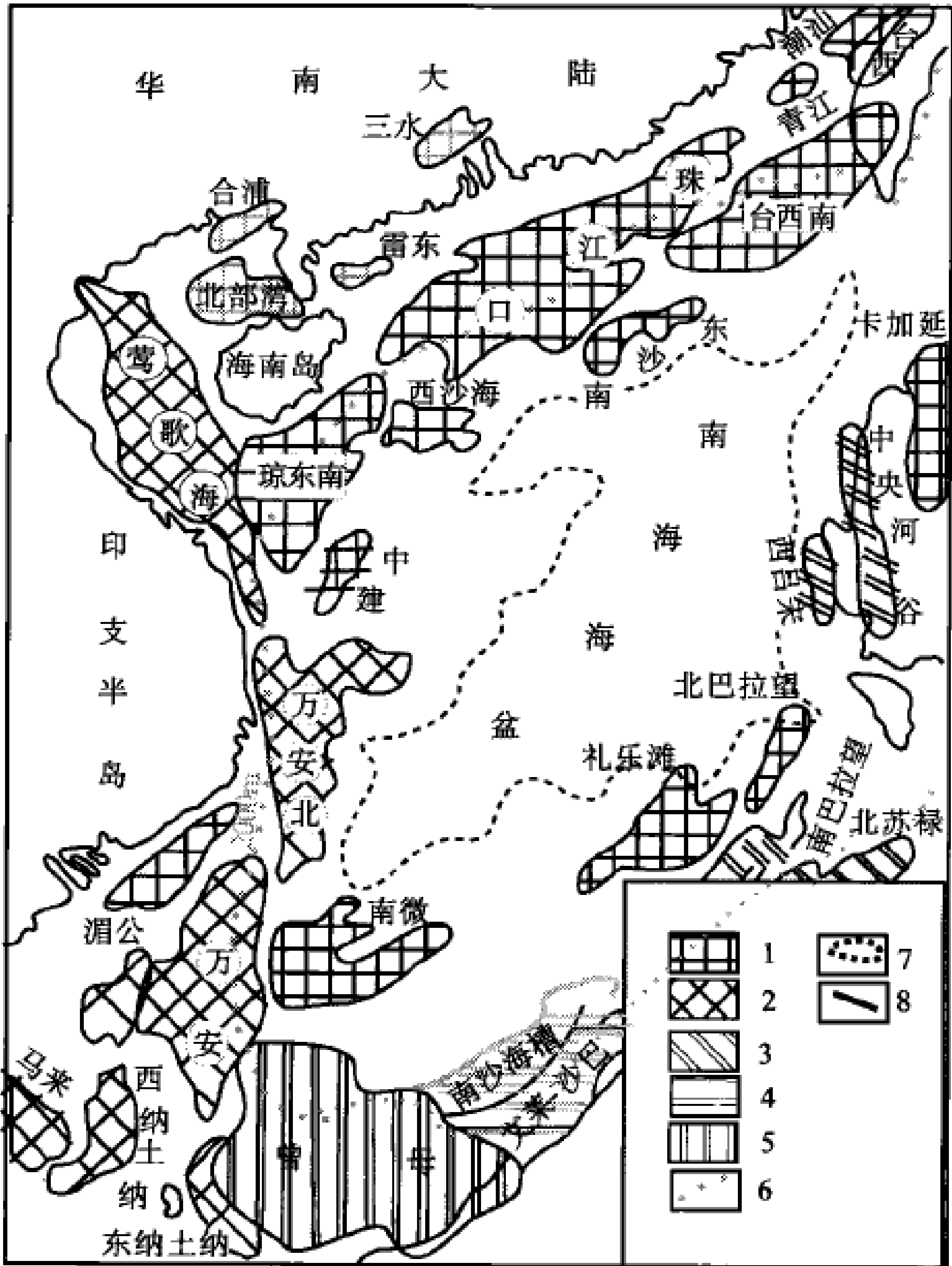


图 11-21 南海中新生代盆地分布图

（杜德莉等，1998）

1. 伸展型断陷盆地；2. 拉分型断陷盆地；3～5. 前陆型盆地；6. 水深等深线；7. 南海深水盆地界线；8. 断裂

盆地的形成早期（中生代）为拗陷阶段，晚期（新生代）为断陷阶段，二者间为明显角度不整合接触。以潮汕拗陷为例，以中生界拗陷为主，厚 5000m，新生界仅有渐新统以上地层，反映中生代后期有较强的构造隆升。中生代多为宽缓的大型盆地，后期发生褶皱变形；而新生代则表现为半地堑式断陷，且沉积受边界断裂的制约，断陷后期均有构造反转的拗陷阶段。构造反转发生在中新世-上新世，如万安盆地是越东走滑断裂旁侧的拉分盆地，经历了渐新世至

中新世的断陷和上新世以来的拗陷，花状构造、反转构造和叠加构造等都很发育。

中生界沉积分布在南海中央盆地的周边，北部和北东部分为珠江口盆地、台西盆地和台西南盆地，南部和南东部分为礼乐、南微、西巴拉望和北巴拉望盆地，西部则存在于陆上的印支半岛东南（图 11-3)，其余盆地则只有新生代沉积。

南海沉积盆地可分为三种成因类型：陆壳伸展断陷型、走滑拉分型、前陆盆地型。陆壳伸展断陷型，是指大陆壳在向大洋一侧伸展减薄过程中形成的断陷。由于陆壳伸展减薄的程度有差异，盆地发育程度、沉积厚度、热异常和烃源岩演化程度又各不相同，可进一步分作四类：奠基在正常陆壳上的盆地如三水盆地、合浦盆地；奠基在减薄陆壳上的盆地，如珠江口盆地、湄公河口盆地；奠基在减薄陆壳-过渡壳上的盆地，如北巴拉望、礼乐和南微盆地；奠基在过渡壳上的盆地，如东沙和卡加延盆地。

走滑拉分型盆地主要分布在越东走滑断裂旁侧，如莺歌海、北万安、万安、马来和纳土纳盆地。

前陆盆地型指位于俯冲带旁侧的盆地，如曾母、文莱-沙巴、南沙海槽和中央河谷盆地，都是在挤压环境下形成的挠曲盆地。

上述盆地已经证实油气前景最好的顺序是：湄公、珠江口、曾母、文莱-沙巴、万安、马来和北部湾盆地。此外，台西南盆地、南部的礼乐盆地、南微盆地及西巴拉望、北巴拉望盆地也有较好的油气前景。

主要参考文献

白瑾，黄学光，戴凤岩，等. 1993. 中国前寒武纪地壳演化. 北京：地质出版社.

白星碧，肖庆辉，等. 1992. 全球构造的新概念——颤动构造简介（Surge Tectonics，A. A. Meyerhoff and B. M. Meyerhoff）. 北京：中国地质矿产信息研究院.

边千韬，郑祥生，李红生，等. 1997. 青海可可西里地区蛇绿岩的时代及形成环境，地质论评，43（4）：347-355.

别洛乌索夫. 1956. 大地构造学基本问题. 马万钧译. 北京：地质出版社.

蔡雄飞，王国灿，李德威. 2004. 印支运动在昆仑地区的表现特征. 地学前缘（中国地质大学，北京），11（3）：50.

曹从周，田昌然，杨芳林. 1987. 内蒙古索伦山-贺根山蛇绿岩带席状岩墙群及其地质意义. 中国北方板块构造论文集，（2）：125-135.

车自成. 1987. 大地构造学概论. 西安：陕西科学技术出版社.

车自成，刘洪福，刘良. 1994. 中天山造山带的形成与演化. 北京：地质出版社.

车自成，刘良，罗金海. 1995. 阿尔金高压变泥质岩石的发现及其产出环境. 科学通报，40（14）：1298-1300.

陈炳蔚，李永森，曲景川，等. 1991. 地矿部地质专报（五）构造地质，地质力学（11）；三江地区主要大地构造问题及其与成矿的关系. 北京：地质出版社.

陈丹玲，刘良，孙勇，等. 2004. 北秦岭松树沟高压基性麻粒岩锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年及其地质意义. 科学通报，49（18）：1901-1908.

陈丹玲，孙勇，刘良，等. 2009. 柴北缘野马滩超高压地体的成因——年代学研究结果的约束. 西北大学学报（自然科学版），39（4）：631-638.

陈丹玲，孙勇，刘良. 2008. 柴北缘野马滩超高压榴辉岩中副片麻岩夹层的锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报，24（5）：1059-1067.

陈发景，汪新文，汪新伟. 2005. 准噶尔盆地的原型与构造演化. 地学前缘，12（3）：77-89.

陈发景，汪新文. 1996. 含油气盆地地球动力学模式. 地质论评，12（4）：304-310.

陈发景，汪新文. 2000. 中国西北地区早-中侏罗世盆地原型分析. 地学前缘，7（4）：459-469.

陈国达. 2005. 自主创新研究亚洲大地构造与成矿学之必要. 大地构造与成矿学，29（1）5-6.

陈沪生，张永鸿. 1999. 下扬子及邻区岩石圈结构构造特征与油气资源评价. 北京：地质出版社.

陈基娘，王云山. 1985. 青海下元古界变质作用特征. 见：地矿部青藏高原地质文集编委会. 青藏高原地质文集（7）. 北京：地质出版社.

陈隽璐，徐学义，王洪亮，等. 2008. 北秦岭早古生代埃达克岩地球化学特征及岩石成因. 地质学报，82（4）：475-484.

陈懋弘，杨金城，张桂林，等. 2006. 加里东期扬子板块与华夏板块西南段分界线的岩相古地理制约. 高校地质学报，12（1）：111-122.

陈跃军，彭玉鲸，刘跃文，等. 2006. 清河镇群年代地层学研究进展. 地质论评，52（2）：170-177.

陈哲夫，成守德，梁云海，等. 1997. 新疆开合构造与成矿. 乌鲁木齐：新疆科技卫生出版社.

邓国辉，刘春根，冯晔. 2005. 赣东北-皖南元古代造山带构造格架及演化. 地球学报，26（1）：9-16.

邓晋福，苏尚国，赵国春，等. 2004. 华北燕山造山带结构要素组合. 高校地质学报，10（3）：315-323.

邓晋福，赵海玲，莫宣学，等. 1996. 中国大陆根-柱构造. 北京：地质出版社.

丁国瑜. 1991. 中国岩石圈动力学概论. 北京：地震出版社.

丁伟巍，陈汉林，杨树峰，等. 2002. 南海西南次海盆与东部次海盆地质地球物理分析. 高校地质学报，8（3）：268-279.

董云鹏，张国伟，周鼎武，等. 2005. 中天山北缘蛇绿混杂岩的厘定及其构造意义. 中国科学 D 辑地球科学，35（6）：552-560.

董云鹏，张国伟，朱炳泉. 2003. 北秦岭构造属和元古宙构造演化. 地球学报，24（1）：3-10.

董云鹏，周鼎武，张国伟，等. 2005. 中天山南缘乌瓦门蛇绿岩形成构造环境. 岩石学报，21（01）：37-44.

董云鹏，周鼎武，张国伟，等. 2006. 中天山北缘干沟蛇绿混杂岩的地质地球化学. 岩石学报，22（1）：49-56.

杜德莉，曾维军，吴能有. 1998. 南海及邻域中生代盆地类型与油气资源关系探讨，地质论评，44（6）：581-589.

冯益民，何世平. 1996. 祁连山大地构造与造山作用. 北京：地质出版社.

冯益民. 1986. 西准噶尔蛇绿岩形成环境胶其成因类型：西安地质矿产研究所所刊，1986，(13)：37-46.
付宜兴，张萍，李志祥，等. 2007. 中扬子区构造特征及勘控方向建议. 大地构造与成矿学，31 (3)：308-314.
高德章，赵金海，薄玉玲，等. 2006. 东海及邻近地区岩石圈三维结构研究. 地质科学，41 (1)：10-26.
高峻，汤辉庆，赵明. 2005. 新疆哈尔克山蛇绿岩的形成环境. 中国地质大学学报，20 (6)：682-688.
高山，张文淮，丁春平. 1991. 有关造山带结构与演化的某些研究方法. 见：杨巍然，杨森楠. 造山带结构与演化的现代理论和研究方法. 武汉：中国地质大学出版社.
高振家，陈晋镳，陆松年. 1993. 新疆北部前寒武系. 前寒武纪地质，第 6 号：8-40.
耿元生，万渝生，沈其韩. 2002. 华北克拉通早前寒武纪基性火山作用与地壳增生. 地质学报，75 (2)：199-208.
龚再升. 1997a. 中国近海大油气田. 北京：石油工业出版社.
龚再升，李思田. 1997b. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京：科学出版社.
古凤宝. 1994. 东昆仑地质特征及晚古生代-中生代地质演化. 青海地质，1：4-14.
郭进京. 1998. 祁连造山带中祁连东段元古宙基底构造特征及其演化. 西安：西北大学博士学位论文.
郭占峰，刘新民，陈红. 2007. 江汉平原印支期以来的盆山耦合关系及下古生界油气响应. 油气地质与采收率，14 (3)：49-51.
国家地震局《深部物探成果》编写组. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京：地震出版社.
汉丘克 A И，费里波夫 A H. 1997. 那丹哈达岭山脉和相邻的锡霍特阿林地区的古洋沉积的地层资料. 沈阳地质矿产研究所(期刊)，1-9.
何登发，吕修祥，林永汉，等. 1996. 前陆盆地分析. 北京：石油工业出版社.
何国琦，李茂松. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐：新疆人民出版社.
何建坤，卢华复，朱斌. 1999. 东秦岭造山带南缘北大巴山构造反转及其动力学. 地质科学，34 (2)：139-153.
和政军，王宗起，任纪舜. 1999，华北北部侏罗纪大型推覆构造带前缘盆地沉积特征和成因机机初探. 地质科学，34 (2)：186-195.
侯泉林，李培军，李继亮. 1995. 闽西南前陆褶皱冲断带. 北京：地质出版社.
侯增谦，曲晓明，周继荣，等. 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程：花岗岩记录. 地质学报，75 (4)：484-497.
胡霭琴，格雷姆・罗杰斯. 1992. 新疆塔里木北缘首次发现了 33 亿年的岩石. 科学通报，7：627-630.
胡霭琴，张国新，张前峰，等. 2002. 阿尔泰造山带变质岩系的时代时代讨论. 地质科学，37 (2)：129-142.
胡望水，吕炳泉，张文军，等. 2005. 松辽盆地构造演化及成盆动力学讨论. 地质科学，40 (1)：16-31.
胡骁，牛树根. 1986. 内蒙古温都尔庙地区早古生代板块俯冲带研究. 见：沈阳地质矿产研究所. 中国北方板块构造论文集(一). 北京：地质出版社.
黄怀曾，吴功建. 1994. 岩石圈动力学研究. 北京：地质出版社.
黄汲清. 1945. 中国主要地质构造单位. 南京：中央地质调查所地质专报甲种第 20 号：11-45.
黄继钧. 2001. 藏北羌塘盆地构造特征与演化. 中国区域地质，20 (2)：178-186.
贾承造，姚慧君，魏国齐，等. 1992. 塔里木盆地板块构造演化和主要构造单元地质构造特征. 乌鲁木齐：新疆科技卫生出版社.
姜春发，杨经绥，冯秉贵，等. 1992. 昆仑开合构造. 见：地质矿产部. 地质学报 (五)，12 号. 北京：地质出版社.
金振民. 1997. 地球物质科学与大陆动力学. 见：张炳熹，洪大卫，吴宣志. 岩石圈研究的现代方法. 北京：原子能出版社.
靳久强，赵文智，薛良清，等. 1999. 中国西北地区侏罗纪原型盆地与演化特征. 地质论评，45 (1)：92-104.
李才，黄小鹏，翟国庆，等. 2006. 龙木错-双湖-吉塘板块缝合带及青藏高原冈瓦纳北界. 地学前缘，13 (4)：136-147.
李昌鸿，刘新民，付宜兴，等. 2008. 江汉平原中、古生界构造特征及演化. 地质科技情报，27 (2)：34-38.
李怀坤，陆松年，王惠初，等. 2003. 青海柴北缘超大陆裂解的地质记录——全吉群. 地质调查与研究，26 (1)：28-37.
李继亮. 1992. 中国东南海陆岩石圈结构与演化研究. 北京：中国科学技术出版社.
李江海，牛向龙，程素华，等. 2006. 大陆克拉通早期构造演化历史探讨：以华北为例. 地球科学（中国地质大学学报），31 (3)：285-293.
李锦轶，宋彪，王克卓，等. 2006. 东天山吐哈盆地南缘二叠纪幔源岩浆杂岩：中亚地区陆壳生长的地质记录. 地质学报，27 (5)：424-446.
李锦轶. 1987. 内蒙古东部西拉木伦河北侧早古生代蛇绿岩的基本特征及其板块构造意义. 见：沈阳地质矿产研究所. 中国北方板块构造论文集. 北京：地质出版社.

李锦轶. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题新认识. 地质论评, 44 (4): 339-347.
李四光. 1973. 地质力学概论. 北京: 科学出版社.
李孙雄, 范渊, 莫位明, 等. 2006. 海南岛弧状构造带的特征及其地质意义. 地质与矿产, 20 (3): 232-236.
李文勇. 2007. 北黄海盆地构造变形及其动力学演化. 地质学报, 81 (5): 588-598.
李亚林. 1999. 秦岭造山带勉县-略阳地区的构造特征及构造演化. 西安: 西北大学博士学位论文.
李曰俊, 吴根耀, 孟庆龙, 等. 2008a. 塔里木盆地中央断裂系统: 几何学、运动学和动力学背景. 地质科学, 43 (1): 82-118.
李曰俊, 吴根耀, 孟庆龙, 等. 2008b. 塔里木西部地区古生代断裂活动的方式和机机制. 地质科学, 43 (4): 727-745.
林伍德. 1978. 地壳成分及岩石学. 杨美娥译. 北京: 地质出版社.
刘本培. 1986. 华南地区海西-印支阶段构造古地理格局. 见: 王鸿祯, 杨巍然, 刘本培. 华南地区古大陆边缘构造楔. 武汉: 武汉地质学院出版社.
刘本培, 王自强, 张传恒, 等. 1996. 西南天山构造格局及演化. 武汉: 中国地质大学出版社, 3-27.
刘光勋, 江南生. 1986. 山西地堑边缘逆掩断裂带的形成机制. 见: 构造地质论丛编辑部. 构造地质论丛. 北京: 地质出版社.
刘国惠, 张寿广, 游振东, 等. 1993. 秦岭造山带主要变质岩群及变质演化. 北京: 地质出版社.
刘洪福, 蒋克瑜, 车自成, 等. 1988. 中天山中段托克逊县可可乃克地区早志留世地层的发现及其生物群特征. 新疆地质, 6 (3).
刘景波, 游振东, 钟增球. 1997. 豫南鄂北大别山中部和北部的榴辉岩. 中国科学 (D辑), 26 (3): 277-281.
刘良, 车自成, 罗金海, 等. 1996. 阿尔金山西段榴辉岩的确定及地质意义. 科学通报, 41 (16): 1485-1488.
刘良, 陈丹玲, 王超, 等. 2009a. 阿尔金、柴北缘及北秦岭高压-超高压岩石年代学研究进展及其构造地质意义. 西北大学学报 (自然科学版), 39 (3): 472-479.
刘良, 陈丹玲, 张安达, 等. 2005. 阿尔金超高压 (>7 GPa) 片麻状 (含) 钾长石榴辉石岩——石榴子石出溶单斜辉石的证据. 中国科学 (D辑), 35 (2): 105-114.
刘良, 孙勇, 罗金海, 等. 2003. 阿尔金英格利萨依花岗质片麻岩超高压变质. 中国科学 (D辑), 33 (12): 1184-1192.
刘良, 孙勇, 肖培喜, 等. 2002. 阿尔金发现超高压 (>3. 8GPa) 石榴二辉橄榄岩. 科学通报, 47 (9): 657-662.
刘良, 杨家喜, 章军锋, 等. 2009b. 超高压岩石中矿物显微出溶结构研究进展、面临问题与挑战. 科学通报, 54 (10): 1387-1400.
刘良, 张安达, 陈丹玲, 等. 2007. 阿尔金江尕勒萨依榴辉岩和围岩锆石 LA-ICP-MS 微区原位定年及其地质意义. 地学前缘 (中国地质大学 (北京), 北京大学), 14 (1): 98-107.
刘良, 周鼎武. 1994. 东秦岭松树沟高压变质基性麻粒岩的发现及其初步研究. 科学通报, 39 (17): 1599-1601.
刘良, 车自成, 王焰, 等. 1999b. 阿尔金高压变质岩带的特征及其构造意义. 岩石学报, 15 (1): 57-64.
龙文国, 丁式江, 马大全, 等. 2005. 海南岛前寒武纪基底组成和演化. 地球科学 [中国地质大学学报], 30 (4): 421-429.
楼亚儿, 杜扬松. 2003. 花岗质岩石成因分类研究评述. 地学前缘 (中国地质大学, 北京), 10 (3): 269-275.
陆松年, 杨春亮, 蒋明媚, 等. 1996. 前寒武纪大陆地壳演化示踪. 北京: 地质出版社.
吕洪波, 章雨旭, 夏邦栋, 等. 2003. 南盘江盆地中三叠统复理石沉积的同沉积挤压构造. 地质论评, 49 (5): 449-456.
罗金海, 车自成, 曹远志, 等. 2008. 南天山南缘早二叠世酸性火山岩地球化学、同位素年代学及其构造意义. 岩石学报, 24 (10): 2281-2288.
罗金海, 车自成, 郭安林, 等. 2009a. 桂北南丹—河池构造带晚白垩世岩石圈伸展作用及其对油气成藏条件的影响. 石油与天然气地质, 30 (5): 619-625.
罗金海, 车自成, 刘良, 等. 2009b. 西昆仑北带早志留世构造作用及其区域地质意义. 西北大学学报 (自然科学版), 39 (3): 517-521.
罗金海, 车自成, 周新源, 等. 2007a. 塔里木盆地西北缘二叠系礁灰岩的时空分布特征及其油气地质意义. 地质论评, 53 (5): 600-607.
罗金海, 何登发. 1999. 西昆仑北缘冲断带和田段的构造特征. 石油与天然气地质, 20 (3): 237-241.
罗金海, 李继亮, 何登发. 1999. 山前冲断构造带研究的新进展. 地质论评, 45 (4): 382-389.
罗金海, 周鼎武, 柳益群, 等. 2007b. 塔里木盆地西南缘浅变质岩的时代确定及其地质意义. 地层学杂志, 31 (4): 391-394.

罗金海，周新源，邱斌，等．2004．塔里木盆地西部喀什拗陷褶皱冲断带的构造特征．石油与天然气地质，25（2）：199-203．
罗金海，周新源，邱斌，等．2005．塔里木-卡拉库姆地区的油气地质特征及其区域地质演化．地质论评，51（4）：409-415．
罗俊成，杨海军，朱长见，等．2008．塔里木东部寒武纪-中奥陶世坡折带沉积特征及勘探潜力．地质科学，43（4）：661-670．
罗照华，邓晋福，赵国春，等．1997．太行山造山带岩浆活动特征及其造山过程反演．地球科学（中国地质大学学报），22（3）：279-284．
罗照华，魏阳，辛后田，等．2006．太行山中生代板内造山作用与华北大陆岩石圈巨大减薄．地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），13（6）：52-63．
罗志立，刘树根．2002．评述“前陆盆地”名词在中国中西部含油气盆地中的引用．地质论评，48（4）：398-407．
罗志立．1989．峨眉山地裂运动的厘定及其意义．四川地质学报，9（1）：1-17．
马瑞士，王赐银．1993．东天山构造格架与地壳演化．南京：南京大学出版社．
孟庆仁，梅志超，于在平，等．1995．秦岭板块北缘一个消失了的泥盆纪古陆．科学通报，40（3）：254-256．
南润善，郭胜哲．1992．内蒙古-东北地槽区古生物地层及古地理．北京：地质出版社．
欧阳建平，张本仁．1996．北秦岭微古陆形成演化的地球化学证据．中国科学（D辑），26卷（增刊）：42-48．
潘桂棠，陈智梁，李兴振．1997．东特提斯地质构造形成与演化．北京：地质出版社．
潘裕生，周伟明，许荣华．1996．昆仑山早古生代地质特征与演化．中国科学（D辑），26（4）：302-307．
彭兆蒙，吴智平．2006．华北地区三叠纪地层发育特征及原始沉积格局分析．高校地质学报，12（3）：343-352．
漆家福，杨桥，陆克政，等．2004．渤海湾盆地基岩地质图及其所包含水的构造运动信息．地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），11（3）：299-307．
丘元禧，张渝昌，马文璞．1998．雪峰山陆内造山带的构造特征与演化．高校地质学报，4（4）：432-442．
曲国胜，李亦纲，张宁．2004．塔里木西南缘前陆（齐姆根弧）构造及形成机理．地质论评，50（6）：567-576．
任纪舜，牛宝贵，刘志刚．1999．软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用．地学前缘，6（3）：85-93．
任纪舜，王作勋，陈炳蔚，等．2000．1：500万中国及邻区大地构造图．北京：地质出版社．
任纪舜，郝杰，肖黎薇．2002．回顾与展望：中国大地构造学．地质论评，48（2）：113-124．
任纪舜，姜春发，张正坤，等．1980．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社．
邵济安，唐克东．1995．中国东北地体与东北亚大陆边缘演化．北京：地震出版社．
邵济安，唐克东．1995．吉林省延边开山屯地区蛇绿混杂岩．岩石学报，11（增刊）：212-220．
沈远超，杨金中，刘铁兵，等．2000．新疆东昆仑祁漫塔格地区发现蛇绿岩．地质论评，46（1）：90．
史仁灯，杨经绥，吴才来，等．2004．柴北缘超高压变质带中的岛弧火山岩．地质学报，78（1）：52-64．
史仁灯．2005．蛇绿岩研究进展、存在问题及思考．地质论评，51（6）：681-693．
舒良树．2006．华南前泥盆纪构造演化：从华夏地块到加里东造山带．高校地质学报，12（4）：418-431．
舒良树，王博，朱文斌．2007．南天山蛇绿岩中的放射虫化石的时代及其构造意义．地质学报，81（9）：1161-1168．
宋传中，张国伟．1999．伏牛山推覆构造特征及其动力学控制．地质论评，45（5）：492-497．
孙东胜，刘池阳，杨明慧，等．2004．渤海湾盆地冀中拗陷中区中新生代复合伸展构造．地质论评，50（5）：484-494．
孙桂华，李锦轶，高立明，等．2005．新疆东部哈尔里克山闪长岩锆石SHRIMP U-PB定年及其地质意义．地质论评，51（4）：463-469．
孙荣圭．1984．地质科学史纲．北京：北京大学出版社，13-237．
孙晓猛，简平．2004．滇川西部古特提斯洋的威尔逊旋回．地质论评，50（4）：344-350．
孙勇，刘池阳，车自成．1997．阿尔金拉配泉地区元古宙裂谷火山岩系及其构造意义．地质论评，43（1）：17-24．
索书田，钟增球，周汉文，等．2008．大别-苏鲁超高压变质岩构造学及流变学演化．地学前缘，15（3）：150-167．
塔林．1971．古地磁学的原理和应用．古地磁学的原理和应用编译组译．北京：科学出版社．
汤锡元，郭忠铭．1992．陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探．西安：西北大学出版社．
唐克东，王莹，何国琦，等．1995．中国东北及邻区大陆边缘构造，地质学报，69（1）：16-30．
陶世龙，万天丰，程捷，等．1999．地球科学概论．北京：地质出版社．
滕吉文，张中杰，万志超，等．1997．地震层析成像与地球内部和地球动力学．岩石圈研究的现代方法．北京：原子能出版社．

滕吉文，张中杰，王光杰，等. 1999. 喜马拉雅碰撞造山带的深层动力过程与陆-陆碰撞新模型. 地球物理学报，42（4）：481-493.
田在艺，张庆春. 1997. 中国含油气盆地岩相古地理与油气. 北京：地质出版社.
万渝生，吴澄宇. 1997. NiN素地球化学与玄武质岩石的成因——应用与问题. 见：张炳熹，洪大卫，吴宣志. 岩石圈研究的现代方法. 北京：原子能出版社.
汪集旸. 1997. 深部地热在岩石圈研究中的意义及应注意的几个问题. 见：张炳熹，洪大卫，吴宣志. 岩石圈研究的现代方法. 北京：原子能出版社.
汪筱林，刘立. 1994. 中国满洲里-绥芬河地学断面域内岩石圈结构及其演化的地质研究. 北京：地震出版社.
王秉章，张森琦，张智勇，等. 2001. 东昆仑东段扎拉合惹地区元古宙蛇绿岩. 中国区域地质，20（1）：52-57.
王超，刘良，车自成，等. 2007a. 西南天山阔克萨彦岭巴雷公镁铁质岩石的地球化学特征、LA-ICP-MS U-Pb年龄及其大地构造意义. 地质论评，53（6）：743-754.
王超，刘良，罗金海，等. 2007b. 西南天山后碰撞岩浆作用：以阔克萨彦岭地区巴雷公花岗岩为例. 岩石学报，23（08）：1830-1840.
王德滋，周金诚. 1999. 我国花岗岩研究的回顾与展望. 岩石学报，15（2）：161-169.
王定一，刘池阳，张国伟，等. 1991. 周口坳陷构造特征与油气远景. 石油与天然气地质，12（1）：11-21.
王东方. 1992. 中朝陆台北缘大陆构造地质. 北京：地震出版社.
王峰，刘池洋，赵红格，等. 2006. 贺兰山盆地与鄂尔多斯盆地的关系，石油学报，27（4）16-22.
王广瑞. 1996. 中国新疆北部及邻区构造-建造图及说明书. 武汉：中国地质大学出版社.
王鹤年. 2006. 华南地质构造的再认识. 高校地质学报，12（4）：457-465.
王洪亮，陈亮，孙勇，等. 2007. 北秦岭西段奥陶系火山岩中发现了近4.1Ga的捕虏锆石. 科学通报，52（4）：1685-1693.
王鸿祯，何国琦，张世红. 2006. 中国与蒙古之地质，地学前缘［中国地质大学（北京），北京大学］，13（6）：1-13.
王鸿祯，翟裕生，游振东，等. 2000. 中国地质科学五十年的简要回顾，地质论评，46（1）：1-6.
王嘉荫. 1963. 中国地质史料. 北京：科学出版社.
王骏，王东坡，乌沙科夫 C A，等. 1997. 东北亚地区沉积盆地的形成演化及其含油气远景. 北京：地质出版社.
王勤，郑少林，张立君，等. 1995. 中国东北环太平洋构造地层学. 北京：地质出版社.
王五力，郑少林，张立君，等. 1995. 中国东北环太平洋带构造地层学. 北京：地质出版社：96-115.
王义昭. 2005. 滇西昌宁-孟连带南部孟连——曼信地区晚古生代地层若干问题. 地质论评，51（1）：1-9.
王岳军，沈远超，林舸，等. 1999. 中昆仑北部古生代构造岩浆作用及其演化. 地球学报，20（1）：1-9.
韦振权，夏斌，周国庆，等. 2007. 西藏丁青宗蛇绿混杂岩地球化学特征及其洋中脊叠加洋岛的成因. 地质论评，53（2）：187-197.
魏斯禹，滕吉文. 1990. 中国东部大陆边缘地带的岩石圈结构与动力学. 北京：科学出版社.
吴根耀，王晓鹏，钟大赉，等. 2000. 川滇藏交界区二叠纪—早三叠世的两套弧火山岩. 地质科学，35（3）：350-362.
吴涛，赵文智. 1997. 吐哈盆地煤系油气田形成和分布. 北京：石油工业出版社.
吴文奎，姜常仪，杨复. 1992. 库米什地区古生代地壳演化及成矿规模. 西安：陕西科学技术出版社.
吴振寰，邬统旦，唐昌韩，等. 1993. 中国周边国家地质与矿产. 武汉：中国地质大学出版社.
吴振跃. 1998. 华南及邻区特提斯演化. 见：第30届国际地质大会组织委员会. 30届国际地质大会论文集. 北京：地质出版社.
吴志强，陆凯，闫桂京，等. 2008. 南黄海前新生代油气地球物理勘探方法. 海洋地质动态，24（8）：1-7.
伍家善，耿元生，沈其韩. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京：地质出版社.
夏戡原，黄慈流. 2000. 南海中生代特提斯期沉积盆地的发现与找寻中生代含油气盆地的前景. 地学前缘，7（3）.
夏林圻，夏祖春. 1991. 祁连、秦岭山系海相火山岩. 北京：地质出版社.
肖文交，Windley B F，阎全人，等. 2006. 北疆地区阿尔曼太蛇绿岩锆石SHRIMP年龄及其大地构造意义. 地质学报，80（1）：33-37.
肖序常，汤跃庆，冯益民，等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京：地质出版社.
肖序常，王军. 2004. 西昆仑-喀拉昆仑及其邻区岩石圈结构、演化中的几个问题探讨，地质论评，50（3）：285-294.
谢德宜，傅孝悦. 1997. 中国油气勘探战略与规划部署. 见：地质矿产部石油地质研究所. 石油与天然气地质文集（5）. 北京：地质出版社.

谢窦克，马荣生，许禹慎，等. 1996. 华南大陆地壳生长过程与地幔柱构造. 北京：地质出版社.
谢鸣谦. 2000. 拼贴板块构造及其驱动机理. 北京：科学出版社.
张鸿昌. 1986. 中国新疆周边国家矿产地质特征及找矿规律情报调研报告. 新疆地矿局地矿所，地矿部情报所，19-86，274-301.
徐冬葵. 1987. 古火山岛弧系-包尔汗图群地层、岩石化学特征及其成因探讨. 见：地矿部沈阳地质矿产研究所. 中国北方板块构造论文集（2）. 北京：地质出版社.
徐学义，马中平，夏林圻，等. 2005. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩锆石 SHRIMP 测年及其意义. 地质论评，51（5）：523-527.
徐有华，吴兴华，楼发生. 2008. 江南古陆中元古代地层划分与对比. 资源调查与环境，29（1）：1-11.
许德如，马驰，李鹏春，等. 2007. 海南岛变碎屑沉积岩锆石 SHRMP U-Pb 年龄及地质意义. 地质学报，81（3）：281-293.
许东禹，刘锡清，等. 1997. 中国近海地质. 北京：地质出版社.
许效松，刘宝君，赵玉光. 1996. 上扬子台地西缘二叠系-三叠系层序界面成因分析与盆山转换. 特提斯地质，20：1-22.
许效松，汪正江，万方，等. 2005. 塔里木盆地早古生代构造古地理演化与烃源岩. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），12（3）：49-57.
许志琴，侯立玮，王宗秀，等. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京：地质出版社.
许志琴，张泽明，刘福来，等. 2003. 苏鲁高压-超高压变质带的折返构造和折返机制. 地质学报，77（4）：433-450.
杨经绥，许志琴，裴先治，等. 2002. 秦岭发现金刚石：横贯中国中部巨型超高压变质带新证据及古生代两期深俯冲作用的识别. 地质学报，76（4）：484-495.
杨巍然，等. 1991. 构造运动与造山带. 见：杨巍然，杨森楠. 造山带结构与演化的现代理论和研究方法. 武汉：中国地质大学出版社.
杨巍然，孙继源，纪克诚，等. 1995. 大陆裂谷对比. 武汉：中国地质大学出版社.
叶舟，马力，梁兴，等. 2006. 下扬子独立地块与中生代改造型残留盆地. 地质科学，41（1）：81-101.
尹富光，潘桂棠. 2008. 东昆仑西段晚古生代盆地系. 地球学报，29（1）：31-38.
袁惟正，刘薄彭，袁学诚. 1996. 秦岭大别山地区重力场的分解与立交桥构造. 中国科学（D辑），26（增刊）：7-12.
袁学诚. 1997. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型. 中国科学（D辑），26（3）：209-215.
翟明国，从柏林. 1997. 苏鲁-大别山变质带岩石大地构造学. 中国科学（D辑），26（3）：258-264.
张本仁，张宏飞，赵志丹，等. 1996. 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及其大地构造意义. 中国科学（D辑），26（3）：201-208.
张伯声. 1980. 中国地壳的波浪状镶嵌构造. 北京：科学出版社.
张长厚，吴正文. 2002. 造山带构造研究中几个重要学术概念问题的讨论. 地质论评，48（4）：337-344.
张长厚，张勇，李海龙，等. 2006. 燕山西段及北京西山晚中生代逆冲构造格局及其地质意义. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），13（2）：165-183.
张成立，刘良，张国伟，等. 2004. 北秦岭新元代后碰撞花岗岩的确定及其构造意义. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），11（3）：33-42.
张传林，董永观，郭坤一. 2001. 新疆阿泰南缘首次发现前寒武纪不整合. 地质论评，（1）：18.
张功成，蔡希源，周章保，等. 1996. 裂陷盆地分析原理和方法. 北京：石油工业出版社：35-50，88-118.
张国伟，孟庆仁，于在平，等. 1996. 秦岭造山带的过程及其动力学特征. 中国科学（D辑），26（3）：193-200.
张季生，高锐，李秋生，等. 2008. 台湾海峡及邻区地球物理特征及地壳密度结构. 地质论评，54（5）：695-700.
张家声，何自新，费安琪，等. 2008. 鄂尔多斯西缘北段大型陆缘逆冲推覆体系. 地质科学，43（2）：251-281.
张建新，张泽明，许志琴，等. 1999. 阿尔金西段孔兹岩的发现及岩石学、同位素年代学初步研究. 中国科学（D辑），29（4）：298-305.
张恺. 1995. 中国大陆板块构造与含油气盆地评价. 北京：石油工业出版社.
程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京：地质出版社.
张鹏，王良书，钟锴. 2007. 郯庐断裂带的分段性研究. 地质论评，53（5）：586-591.
张旗，钱青，王二七，等. 2001. 燕山中晚期中国东部高原：埃达克斯岩的启示. 地质科学，36（2）：248-255.
张旗，周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京：科学出版社.
张旗. 1996. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京：地质出版社.

张前锋，胡霭琴，张国亲，等. 1996. 新疆东准噶尔小石头泉前寒武纪变质岩石的 Sm-Nd 等时线年龄证据. 科学通报，41（6）：1498-1500.
张维吉，孟宪恂，胡建民. 1994. 祁连-北秦岭造山带接合部位构造特征与造山过程. 西安：西北大学出版社.
张文佑. 1984. 断块构造导论. 北京：石油工业出版社.
张晓东，徐青，陈发景，等. 2000. 松辽盆地变质核杂岩和伸展断陷的构造特征和成因. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），7（4）：411-419.
张以弗，庞存廉，李长利，等. 1997. 可可西里-巴颜喀拉三叠纪沉积盆地的形成和演化. 西宁：青海人民出版社.
张原庆，钱祥麟，李江海. 2002. 造山作用概念和分类. 地质论评，48（2）：193-197.
张岳桥，廖昌珍，施炜，等. 2007. 论鄂尔多斯盆地及其周缘侏罗纪变形. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），14（2）：183-196.
张岳桥，施炜，廖昌珍，等. 2006. 鄂尔多斯盆地周边断裂运动学分析与晚中生代构造应力体制转换. 地质学报，80（5）：639-647.
张招崇，闫升好，陈柏林. 2006. 阿尔泰山南缘镁铁质-超镁铁质杂岩体的 Sr、Nd、O 同位素地球化学及其源区特征探讨. 地质论评，52（1）：39-42.
张招崇，周刚，闫升好，等. 2007. 阿尔泰山南缘晚古生代火山岩的地质地球化学及其对构造演化的启示. 地质学报，81（3）：244-258.
赵春荆，李之彤，马万昌. 1986. 佳木斯中间地块的地质特征及其对区域地质构造发展的影响. 见：地矿部沈阳地质矿产研究所. 中国北方板块构造论文集（1）. 北京：地质出版社.
赵太平，周美夫，金城伟，等. 2001. 华北陆块南缘熊耳群形成时代讨论. 地质科学，36（3）：326-334.
赵重远，刘池阳. 1990. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存. 西安：西北大学出版社.
郑亚东，Dvis G A，王琮，等. 2000. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题. 地质学报，74（4）：289-302.
中国地质科学院地质研究所. 1983. 特提斯构造带地质学——26 届国际地质大会论文选译. 北京：地质出版社.
中国科学院长沙大地构造研究所情报室. 1982. 地洼学说的形成与发展. 北京：科学出版社.
中国岩石圈地图集编委会. 1991. 中国岩石圈动力学概论. 北京：地震出版社.
钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京：科学出版社：1-9，45-54.
钟大赉，丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学（D 辑），26（4）：289-295.
钟康惠，唐菊兴，刘兆昌，等. 2006. 青藏东缘昌都-思茅构造带中新生代陆内裂谷作用. 地质学报，80（9）：1295-1311 .
周蒂，颜加新，丘元禧，等. 2003. 南海西部围区中特提斯东延通道问题. 地学前缘，10（4）：469-477.
周济元，张斌，张朝文，等. 1996. 东天山古大陆及其边缘银、铼、钼、金和铜矿地质. 北京：地质出版社.
周建波，刘建辉，郑常青，等. 2005. 大别—苏鲁造山带的东延及板块缝合线. 高校地质学报，11（1）：92-104.
周金城，王孝磊，邱检生. 2008. 江南造山带是否格林威尔期造山带？高校地质学报，14（1）：64-72.
朱宝清，冯益民，叶良知. 1987. 新疆西准噶尔古生代蛇绿岩及其地质意义. 见：地矿部沈阳地质矿产研究所. 中国北方板块构造论文集（2）. 北京：地质出版社.
朱宝清，王来生，王连晓. 1987. 西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩，西安地质矿产研究所所刊，（17）：3-64.
朱炳泉，崔学军. 2006. 板块构造学说面临的挑战. 大地构造与成矿学，30（3）：265-274.
朱光，王勇生，牛漫兰，等. 2004. 郯庐断裂带的同造山运动. 地学前缘（中国地质大学（北京），北京大学），11（3）：169-182.
朱云海，张克信. 1999. 东昆仑造山带不同蛇绿岩的厘定及其构造意义. 地质科学——中国地质大学学报，24（2）：134-139.
庄育勋. 1997. 变质作用 *PTt* 轨迹及其矿物地质温度计研究的评述. 见：张炳熹，洪大卫，吴宣志. 岩石圈研究的现代方法. 北京：原子能出版社.
左国朝. 1996. 甘蒙北山地区早古生代岩石圈形成与演化. 兰州：甘肃科学技术出版社.
Ali A，Nakamura E，Yamarnoto H. 2002. Sm-Nd mineral ages of pegmatite Vains and host rocks from Swat Area chilas Complex，Northern Pakistan. Joural of Asia Earth Sciences，21：331-339 .
Allen P A，Allan J R. 1995. 盆地分析——原理与应用. 陈全茂，等译. 北京：石油工业出版社.
Balance F P，Reading G H，Lewis K B. 1980. Sedimentation in Oblique. slip Mobile Zone. London：Blackwell Scientific Publication：171-187.

Bott M H P, et al. 1976. Mechanisms of basin subsidence and intraductory reviem. Tectonophysics, 36 (1-3).

Burtman V S. 1980. Faults of middle Asia. American Journal of Sciences, 28: 725-744.

Channel J E T, Moreschal J C. 1989. Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. Geol Soc Spec Publ, 45, 285-302.

Che Z C, Liu L. 1995. Discovery and occurrence of high-pressure metapelitic rocks from Altun Mountain area, Xinjiang Autonomous region. Chinese Science Bulletin, 40 (23): 1988-1991.

Chough S H, Kwou S T, Ree J H, et al. 2000. Tectonic and sedimentary evolution of the Koren peninsula: a review and new view. Earth-Sciences Review, 52 (1-3): 175-235.

Condie K C. 1981. Archean Greenstone Belts. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Scientific Publishing Company: 1-66.

Condie K C. 1982. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 2nd ed. New York: Pergamon 127-150.

Condie K C. 2001. Mantle Plume and Their Record in Earth History. Cambridge: CambridgeUniversity Press. 306.

Coward M P, Dewey J F, Hancock P L, et al. 1987. Continantal extensional Tectonics. Geological Sotety Spectal Publication, (28) : 155-176.

Dew J F. 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics, 7: 1123-1139.

Dobretsov N L, Buslov M M, Uchio Y. 2004. Fragments of ocenic islants in accretion-collision areas of Gorny Altai and salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberia continent in Vendian-Cambrian time. Journal of Asian Earth Sciences, 23: 673-690.

Dobretsov N, Sobolev N, Liou J G, et al. 1996. Comparative study of petrogenesis of Diamond-bearing UHP terranes in the Kokchetav and Dabieshan complexes. Beijing: 30th International Geological Congress Abstracts: 601.

England P, Molnar P. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology, 18: 1173-1177.

Gaetani M, Zanchi A, Angiolini L. 2004. The carboniferous of the Western Karakoram (Pakistan). Journal of Asia Earth Sciences, 23: 275-305 .

Girgienko I V. 2001. Geodynamik evolution of central Asia in the phanezoic. Gonwana Research, 4 (4): 622.

Graham S A, Hendrix M S, Wang L B, et al. 1993. Collisional successor basins of western China: impact of tonheric sand position. Geo Soc of Amer Bull, 105: 323-344.

Hamilton W. 1987. Crustal Extension in the Basin & Rang Province, Southwestern United States. London: Special Publications.

Howell D G, Watson B F, Ernst W G, et al. 1991. 环太平洋地区构造地层地体. 吴正文, 蒋荫昌译. 北京: 地质出版社.

Jiang Y H, Zhou X R, Rui X J, et al. 2001. Rock series and genetic types of granitoids in the Western Kunlun Orogenic Belt China. ACTA Geologic Sinica, 75 (1): 19-26.

Kirillova G L. 2003. Cretaceous tectonics and geological environments in East Russia. Journal of Asian Earth Sciences, 21: 967-977.

Kokelaar B P, Howells M F. 1984. Marginal Basin Geology. London: Blackwell Scientific Publication: 59-73.

Kovalenko V I, Yarmoiyuk V V, Kovach V P, et al. 2004. Isotope provinces meckanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence. Joural of Asian Earth Sciences, 23 (5): 605-627.

Leggett J K. 1982. Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active. Plate Margins. London: Blackwell Scientific Publications.

Liu L, Wang C, Chen D L, et al. 2009. Petrology and geochronology of HP-UHP rocks from the South Altyn Tagh, northwestern China. Journal of Asian Earth Sciences, 35 (3-4): 232-244.

Liu L, Zhang J F, Green Ⅱ H W, et al. 2007. Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments, implying subduction to >350km. Earth and Planetary Science Letters, 263 (3-4): 180-191.

Lustrino M. 2005. How the ilamination and ilelachmenl of low crusl can influence basaltic magmatism. Earth Sei Rew, 72: 21-38.

Metcalfe I. 2000. The bentong-raub suture zone. Journal of Asia Earth Sciences, 18: 691-712.

Metcalfe I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. Joural of Asis Earth Sciences, 20: 551-556.

Pablo P, Akira T. 1996. High-pressure and ultrahigh metamorphic rocks in Kyrghyzstan. Beijing: 30th International Geologica Congress Abstracts: 602.

Palmason. 1982. Continental and oceanic rifts. Gecxiynamics Series，(8)：259-267.

Phan Cu Tien，Le Duy Bach，Bosaykham V，et al. 1991. 1∶1 000 000 Geological Map of Cambodia，Laos and Vietnam.

Price R A. 1981. Gravitional sliding and the foreland thrust and fold belt of the north American cordillera：Discussion. Bull. Soc Geol Am，82：1133-1138.

Robinson P T，白文吉，杨经绥，等. 1995. 内蒙古贺根山蛇绿岩的岩石成因和地壳增生的地球化学制约. 岩石学报，11（增刊）：112-124.

Roger F，Maluski H，Leyreloup A，et al. 2007. U-Pb dating of high temperature metamorphic episodes in the Kun Tum Massif (Vietnam). Journal of Asian Earth Sciences，30：565-572.

Sengor A M C. 1992. 板块构造学和造山运动. 丁晓，周祖翼，赵国先，等译. 上海：复旦大学出版社：36-100.

Smith A G. 1976. Plate tectonics and orogeny：a review. Tectonophysics. 33 (3-4)：215-285.

Solomovich I I. 2007. Postcollisional magmatism in the south Tien Shan Variscan Orogenic Belt Kyrgyzstan：Evidenure for High-temperature and High-pressure collision. Journal of Asian Earth Sciences，30 (1)：142-153.

Steven H E. 1991. A critical review of tectonic processes of continental margin orogens. Tectonophysics，191：199-222.

Tapponier P，Peltzer G，Arnuijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *In*：Coward M P，Ries A C. Collision Tectonics. London：Geol Soc Spec Publ，19，115-157.

Tapponnier P，Meyer B，Avouac J P，et al. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan，and decoupling between upper crust and mantke in northeastem Tibet. Earth Planet Sci Lett，97：382-403.

Upreti B N. 1999. An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. Journal of Asia Earth Sciences，17：557-606.

Wakita K，Metcalfe I. 2005. Ocean plate stratigrephy in East and Southeast Asia. Journal of Asian Earth Sciences，24 (6)：679-702.

Wu Z W，Chai Y C. 1996. Tectonics of China. Beijing：Geological Publishing House：7-11.

Абдулин В Ф，Беспалов В М，Волков В М，и другой. 1982. 1∶1500000 Карта рудонсный и нефтегазонсных полей Казахской ССР и преилегающих территорий союзных республик. Москва.

Академия Наука Казахской ССР. 1989. Геология и металлогения Казахстана. Алма-Ата Наука Казахской ССР.

Академия Наука Киргизской ССР. 1987. Атлас Киргизской советской социалисстческой республики. Москва.

Алтухов Е Н，Амелин Ю В. 1993. Ранний докембрий центрально Азиатского складчатого пояса. Санкт-Перербург：Наука.

Ахмеджанов Н М，Баратов Р Е，Бакиров А В. 1982. Докембрий и средней Азий. Ленград：Наука：1-6，247-253.

Бадыженов М Л，Буртман и другой. 1993. Палеомагнетизм третиченых отложенийи альпийская кинематика Тянь-Шаня. Геотектоника，6：50-62.

Байскэ Ю С. 1991. Островные дуги в палеозойской истории южного Тянь-Шаня. Геотектоника，2：41-46.

Белоусов В В. 1978. Тектоносфера земли. Изд. "Наука"，Москва. 林彻，沈福德，钱尧阳译. 1983. 北京：地质出版社.

Дронов В И，Кафарский А А，Хчмырез В М，и другой. 1987. Основные геологического строения Афганистана. Известия АН СССР серриягео логическая，2：27-48.

Зайцев Н С，Коваленко В М，Лувсанданзан Б，и другой. 1989. 1∶1000000 Карта геологических формаций Монголоской Народной Республика. Главное управление геодезии и картографии при совете Министров ССР，Москва.

Турманидзе Т Л и，другой. 1991. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов центрального Казахстана. Геотектоника，4：54-68.

Юдахин Ф Н. 1981. Нарынская рифтовая зона в срединной Тянь-Шане. Известия Академии НаукКиргизкой ССР：2.